

**SOKLIN KARBONATIITTIKOMPLEKSIIN
KAULUKSEN ALUEEN PETROGRAFIA,
GEOKEMIA SEKÄ P-, Nb- JA REE-
MINERAALISAATIO**

Juuso Pynttari

15.05.2015

Pro gradu -tutkielma

GEOTIETEIDEN JA

MAANTIETEEN LAITOS

HELSINGIN YLIOPISTO



HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET – UNIVERSITY OF HELSINKI

Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty Faculty of Science		Laitos/Institution – Department Department of Geosciences and Geography
Tekijä/Författare – Author Juuso Viljam Pynttari		
Työn nimi / Arbetets titel – Title The petrography, geochemistry and P-, Nb-, and REE-mineralizations of the Sokli carbonatite complex at Kaulus region		
Oppiaine /Läroämne – Subject Geology		
Työn laji/Arbetets art – Level Master's Thesis	Aika/Datum – Month and year 15.05.2015	Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages 129
<p>Tiivistelmä/Referat – Abstract</p> <p>Sokli is located in the municipality of Savukoski in eastern Lapland, Finland, nearby the Russian border. GTK's research area of Kaulus is situated in the southern part of the Sokli carbonatite complex.</p> <p>The purpose of this work is to solve the petrography, geochemistry and P₂O₅-, Nb- and REE-mineralizations of rock types in the Kaulus region. In addition, the lithology of the area and the petrogenesis of these Devonian rocks are examined.</p> <p>A total of 1581.15 meters of drill core from 19 drill holes have been examined. Multi-element analysis has been done by XRF-method, trace elements have been analysed by ICP-MS-method and carbon has been analysed separately. From a total of 60 thin sections, 26 representative samples for the rock types of Kaulus have been selected, and were examined by EPMA, MLA and SEM. Some of the minerals have been imaged by BSE.</p> <p>The protolith rocks of Kaulus fenites are tonalite, granitic gneiss, gneiss, schist gneiss and amphibolite. The degree of metasomatism depends on the rock type and vicinity of carbonatite dikes. Felsic and intermediate fenites range from low-degree fenites through—medium degree fenites— to syenitic fenites. Phlogopitization reflect potassium metasomatism. No significant P₂O₅-, Nb- or REE-mineralizations were found in the fenites. Non-coherent mineralizations are local in respect to carbonatites.</p> <p>Metaphoscorites and metasilicocarbonatites are carbonated and alkali-metasomatized. The precursors of the metacarbonatites were probably magnetite olivinite, magnetite-olivine-amphibolite, olivine-pyroxenite, fenitized schist gneiss or gneiss and olivine-amphibolite. Metacarbonatites are enriched in P₂O₅ (2.6—4.0 %). Metaphoscorites occasionally have enriched Nb values (up to 1799 ppm), which may reflect to the composition of magmatic phoscorite. As CO₂ concentrations increase in metacarbonatites, their REE-concentrations get similar with the REE-concentrations of carbonatites.</p> <p>According to average U/Th-ratios, Kaulus's carbonatites magmatic Stages have developed in the following order: magnesiumcarbonatite ≈ ferrocarbonatite → magnesiumcarbonatite → calciumcarbonatite → ferrocarbonatite → REE-carbonatite. Carbonatites have probably developed from metasomatized mantle at a depth of 70—80 km. Ferrocarbonatites and magnesiumcarbonatites may have acted as a source to the REE-carbonatites of magmatic Stage 5. The richest P₂O₅-concentrations are in calciumcarbonatites and ferrocarbonatites (3.3 % and 4.4 %, respectively). The richest Nb-concentrations are in the REE-carbonatites, ferrocarbonatites and calciumcarbonatites (1834 ppm, 1790 ppm and 1636 ppm, respectively). The average REE-concentration of the REE-carbonatites is 1.63 % and the maximum is 1.94 %.</p> <p>The Sokli Kaulus lamprophyres are possibly aillikites and metasomatic aillikites. The results indicate that the lamprophyres of Sokli were generated in shallower mantle depths (80 km) than the kimberlites of the Terskii coast (80—100 km).</p>		
Avainsanat – Nyckelord – Keywords petrography, geochemistry, metasomatism, fenite, metacarbonatite, carbonatite, lamprophyre, P ₂ O ₅ -, Nb- and REE-mineralizations, lithology, petrogenesis		
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited Department of Geosciences and Geography University of Helsinki, Geological Survey of Finland		
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information Pictures 63, Tables 12, Appendixes 3		



HELSINGIN YLIOPISTO – HELSINGFORS UNIVERSITET – UNIVERSITY OF HELSINKI

Tiedekunta/Osasto Fakultet/Sektion – Faculty Matemaattis-luonnontieteellinen tiedekunta		Laitos/Institution – Department Geotieteiden ja maantieteen laitos
Tekijä/Författare – Author Juuso Viljam Pynttari		
Työn nimi / Arbetets titel – Title Soklin karbonaatti-kompleksin Kauluksen alueen petrografia, geokemia sekä P-, Nb- ja REE-mineralisaatiot		
Oppiaine / Läroämne – Subject Geologia		
Työn laji/Arbetets art – Level Pro gradu -tutkielma	Aika/Datum – Month and year 15.05.2015	Sivumäärä/ Sidoantal – Number of pages 129
Tiivistelmä/Referat – Abstract Sokli sijaitsee Itä-Lapissa Savukosken kunnassa, Venäjän rajan läheisyydessä. Geologian tutkimuskeskuksen Kauluksen tutkimusalue sijoittuu Soklin karbonaatti-kompleksin eteläosaan. Tämän tutkimuksen tarkoituksena on selvittää Soklin Kauluksen alueen kivilajien petrografia, geokemia sekä P ₂ O ₅ -, Nb- ja REE-mineralisaatiot. Sen lisäksi selvitetään alueen litologiaa sekä devonikautisten karbonaattien ja lamprofyyyrien petrogeneesiä. Tutkittuna on yhteensä 1581,15 metriä kairasydämiä 19 kairareistä. Kairasydämien monialkuainemääritykset on mitattu XRF-menetelmällä, hivenalkulaineinämääritykset on tehty ICP-MS-menetelmällä ja hiilimääritykset on tehty hiilianalysaattorimenetelmällä. Yhteensä 60 ohuthiestä valittiin 26 edustavaa tyyppinäytettä. Tyyppinäytteiden mineraaleja on tutkittu EPMA-, MLA- ja SEM-analyysien avulla. Osa niiden mineraaleista on kuvattu BSE-menetelmällä. Feniittien primäärikivinä ovat tonaliitti, graniittigneissi, gneissi, kiillegneissi ja amfiboliitti. Metasomatoitumisen aste riippuu kivilajista ja karbonaattijuonien läheisyydestä. Felsiset ja intermediaariset feniitit vaihtuvat alhaisen asteen feniiteistä keskiasteen feniitteihin ja syeniittisiin feniitteihin. Feniittien flogopiittituminen johtuu mahdollisesti kaliummetasomatoosista. Feniiteistä ei löydetty merkittäviä P ₂ O ₅ -, Nb- tai REE-mineralisaatioita, jotka ovat paikallisia, eivätkä ne muodosta yhtenäisiä esiintymiä. Metafoskoriitit ja metasilikokarbonaattit ovat karbonaattituneita sekä alkalimetasomatoituneita. Metakarbonaattien mahdollisina primäärikivinä ovat magnetiittioliviiniitti, magnetiittioliviiniamfiboliitti, oliviinipyrokseeniitti, feniittiytynyt kiillegneissi tai gneissi ja oliviiniamfiboliitti. Metakarbonaateissa on korkea P ₂ O ₅ -pitoisuus (2,6–4,0 %). Metafoskoriiteissa on satunnaisesti kohonneita Nb-pitoisuuksia (1799 ppm), jotka saattavat liittyä magmaattisiin foskoriitteihin. Metakarbonaattien CO ₂ -pitoisuuksien kasvaessa niiden REE-pitoisuudet lähenevät karbonaattien REE-pitoisuuksia. Kauluksen karbonaattit ovat kehittyneet U/Th-suhteiden mukaan eri magmaattisissa vaiheissa järjestyksessä: magnesiumkarbonaatti ≈ ferrokarbonaatti → magnesiumkarbonaatti → kalsiumkarbonaatti → ferrokarbonaatti → REE-karbonaatti. Karbonaattit ovat mahdollisesti peräisin metasomatoituneesta vaipasta noin 70–80 km syvyydestä. Ferrokarbonaattit ja magnesiumkarbonaattit ovat saattaneet toimia lähteenä viidennen magmaattisen vaiheen REE-karbonaateille. Korkeimmat P ₂ O ₅ -pitoisuudet esiintyvät kalsiumkarbonaateissa (3,3 %) ja ferrokarbonaateissa (4,4 %). Korkeimmat Nb-pitoisuudet ovat REE-karbonaateissa (1834 ppm), ferrokarbonaateissa (1790 ppm) ja kalsiumkarbonaateissa (1636 ppm). REE-karbonaattien REO-keskiarvopitoisuus on 1,63 % ja maksimi 1,94 %. Kauluksen lamprofyyyrit ovat mahdollisesti aillikiitteja ja metasomatoituneita aillikiitteja. Tulosten mukaan Kauluksen lamprofyyyrien kantamagmat ovat todennäköisesti syntyneet ylempänä vaipassa (80 km) kuin Terskin rannan kimberliittien kantamagmat (80–100 km).		
Avainsanat – Nyckelord – Keywords petrografia, geokemia, metasomatoosi, feniitti, metakarbonaatti, karbonaatti, lamprofyyyri, P ₂ O ₅ -, Nb- ja REE-mineralisaatiot, litologia, petrogeneesi		
Säilytyspaikka – Förvaringställe – Where deposited Geotieteiden ja maantieteen laitos Helsingin yliopisto, Geologian tutkimuskeskus		
Muita tietoja – Övriga uppgifter – Additional information Kuvia 63, Taulukoita 12, Liitteitä 3		

SISÄLLYSLUETTELO

1. JOHDANTO.....	5
1.1. Tutkimusalue ja aikaisemmat tutkimukset.....	5
1.2. Tutkimuksen tarkoitus	6
2. GEOLOGINEN TAUSTA	7
2.1. Kuolan alkaliprovinssista ja sen petrologiasta.....	7
2.2. Soklin karbonatiittikompleksin geologiasta	9
2.2.1. Feniitit.....	12
2.2.2. Metakarbonatiitit.....	14
2.2.3. Karbonatiitit.....	15
2.2.4. Lamprofyyrit.....	18
2.3. Soklin Kauluksen tutkimusalue.....	20
3. AINEISTO JA TUTKIMUSMENETELMÄT	22
3.1. Kairasydännäytteet ja XRF-, ICP-MS- ja hiilianalyysimenetelmät	22
3.2. Ohuthietutkimukset.....	23
4. PETROGRAFIA JA LUOKITTELU	25
4.1. Feniitit	25
4.1.1. Feniittityyneet tonaliitit ja graniittigneissit.....	26
4.1.2. Feniittityyneet gneissit	31
4.1.3. Feniittityyneet kiillegneissit ja amfiboliitit.....	38
4.2. Metakarbonatiitit.....	43
4.3. Karbonatiitit.....	50
4.4. Lamprofyyrit.....	58
5. GEOGEMIA.....	62
5.1. Feniitit	63
5.1.1. Feniittityyneet tonaliitit ja graniittigneissit.....	63
5.1.2. Feniittityyneet gneissit	68
5.1.3. Feniittityyneet kiillegneissit ja amfiboliitit.....	73
5.2. Metakarbonatiitit.....	77
5.3. Karbonatiitit.....	83
5.4. Lamprofyyrit.....	91
5.5. Soklin Kauluksen P ₂ O ₅ -, Nb- ja REE-mineralisaatiot	98
6. TULOSTEN TARKASTELU	103
6.1. Feniitit	103
6.1.1. Feniittien petrografiasta ja metasomatoitumisesta	103
6.1.2. Feniittien geokemiasta	105

6.1.3. Feniittien P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatioista	107
6.2. Metakarbonatiitit.....	108
6.2.1. Metakarbonatiittien petrografiasta ja metasomatoitumisesta.....	109
6.2.2. Metakarbonatiittien geokemiasta	110
6.2.3. Metakarbonatiittien P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatioista	111
6.3. Karbonatiitit.....	112
6.3.1. Karbonatiittien petrografiasta ja magmaattisista vaiheista	113
6.3.2. Yleisesti karbonatiittien petrogeneesistä.....	115
6.3.3. Karbonatiittien P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatioista	117
6.4. Lamprofyirit.....	117
6.4.1. Lamprofyirien petrografiasta	118
6.4.2. Lamprofyirien petrogeneesistä ja geokemiasta	119
6.4.3. Terskin rannan kimberliiteistä	120
7. JOHTOPÄÄTÖKSET	122
8. KIITOKSET	124
9. LÄHDELUETTELO	125

LIITTEET:

Liite 1. Soklin Kauluksen kairaustiedot

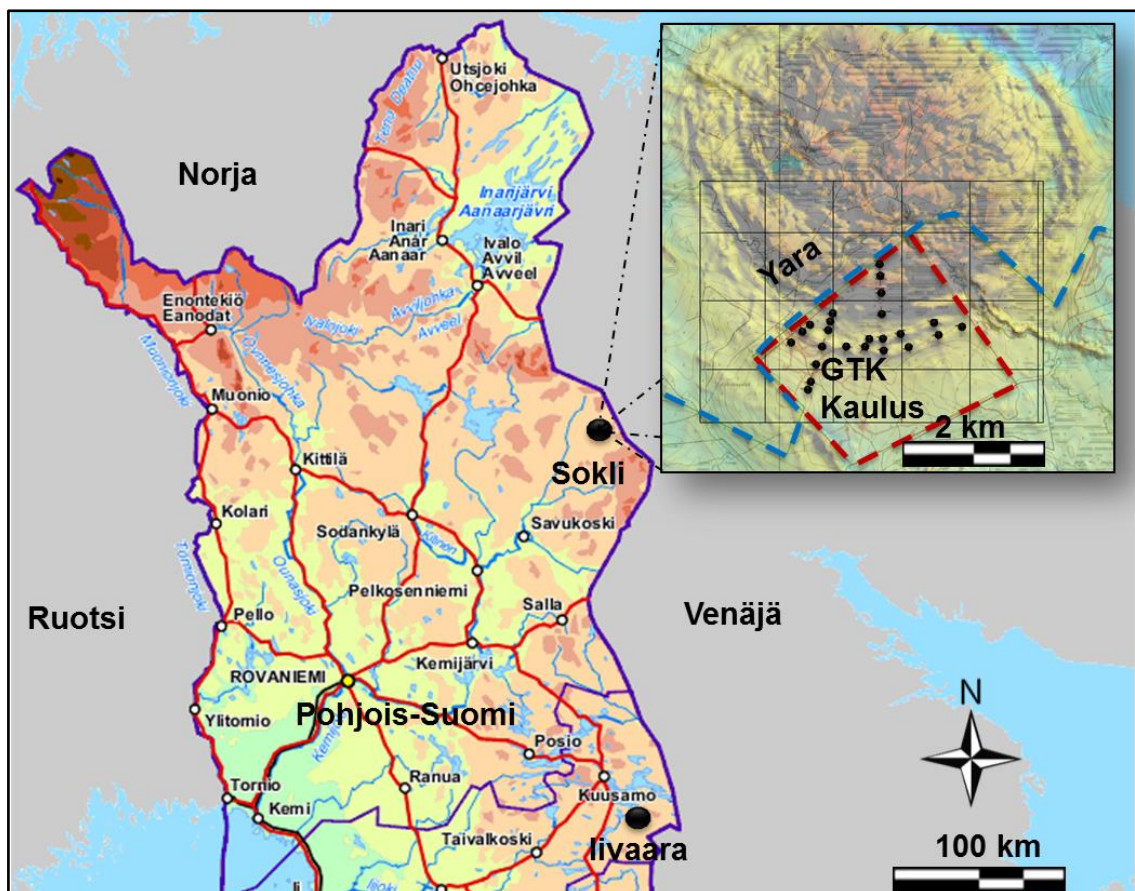
Liite 2. Soklin Kauluksen kairasydämien näytekäsittely- ja analyysimenetelmät

Liite 3. Soklin Kauluksen tyyppinäytteiden kokokivianalyysien raakadata ja analyysimenetelmät

1. JOHDANTO

1.1. Tutkimusalue ja aikaisemmat tutkimukset

Sokli sijaitsee Itä-Lapissa Savukosken kunnassa Venäjän rajan ja Korvatunturin läheisyydessä (Kuva 1). Sokli löydettiin vuonna 1967 lentofysikaalisten mittauksien ja raskasmineraalivaskausten avulla (Vartiainen 2001b), kun valtion teräsyhtiö Rautaruukki Oy etsi alueelta rautamalmia (Vartiainen 2012). Soklin karbonaattiittikompleksia on tutkittu sen löytämisvuodesta lähtien ja alueen merkittävin tutkija on ollut professori Heikki Vartiainen, mistä kertovat hänen lukuisat tieteelliset julkaisunsa (mm. Vartiainen 1980, 1998, 2001a). Muita merkittäviä tutkimuksia ovat julkaisseet muun muassa Heikki Paarma (1970) ja Alan Woolley (Vartiainen ja Woolley 1976).



Kuva 1. Pohjois-Suomessa sijaitsevat Soklin karbonaattiittikompleksi ja Iivaaran alkalikivikompleksi topografisessa maastokartassa (Maanmittauslaitos, lyh. MML 2015). Soklin lentomagneettisessa anomaliakartassa (pienempi kuva: GTK) on rajattuna Kauluksen tutkimusalue punaisella katkoviivalla ja kairapisteen mustilla pisteillä. Myös Yara Suomi Oy:n eteläinen kaivosraja on sinisellä katkoviivalla.

Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) Kauluksen tutkimusalue sijoittuu Soklin karbonaatti-kompleksin eteläosaan, jota rajaa pohjoispuolella Yara Suomi Oy:n fosforimalmikaivosalue (Kuva 1). Soklin karbonaatti-kompleksi on maailmankuulu karbonaattiesiintymä suuren kokonsa ja erikoisuutensa takia. Erikoisen siitä tekee se, ettei karbonaattien yhteydessä esiinny magmaattisia alkalikiviä. Suomen puolelta Soklin karbonaattien kanssa lähes saman ikäisiä magmaattisia alkalikiviä on löydetty vain Kuusamon Iivaaran alkalikivikompleksista, joka sijaitsee 225 kilometriä etelämpänä (Kuva 1). Sen pääkivilajeina ovat urtiitti, ijoliitti ja melteigiitti, joita ympäröi feniittikehä (Lehijärvi 1960).

1.2. Tutkimuksen tarkoitus

Tämän tutkimuksen tarkoituksena on selvittää Soklin Kauluksen alueen kivilajien petrografia, geokemia sekä P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatiot. Sen lisäksi selvitetään alueen litologiaa sekä devonikautisten karbonaattien ja lamprofyyrrien petrogeneesiä. Tutkimukset perustuvat kairasydänaineistoon, mineralogisiin ja geokemiallisiin tutkimuksiin. Soklin Kauluksen geologiset tutkimukset kuuluvat Geologian tutkimuskeskuksen hankkeisiin Hi-tech ja Kriittiset mineraalit, joissa on toiminut hankepäällikkönä erikoistutkija, dosentti Olli Sarapää. Hankkeiden tarkoitus on kartoittaa Suomen kallioperän ”Hi-tech-metallien” malmipotentiaalisuutta. Hi-tech-metalleja ovat 3Li , 4Be , ^{22}Ti , ^{23}V , ^{27}Co , ^{31}Ga , ^{32}Ge , ^{49}In , ^{41}Nb , ^{42}Mo , ^{51}Sb , ^{73}Ta , ^{74}W , platinaryhmän metallit (*Platinum Group Metals*, lyh. PGM) ja harvinaiset maametallit (*Rare Earth Elements*, lyh. REE) (Kihlman ja Lauri 2013). USGS:n (*United States Geological Survey* 2014) mukaan harvinaisia maametalleja ovat siirtymämetallit: ^{29}Sc , ^{39}Y ja lantanoidit: ^{57}La , ^{58}Ce , ^{59}Pr , ^{60}Nd , ^{61}Pm , ^{62}Sm , ^{63}Eu , ^{64}Gd , ^{65}Tb , ^{66}Dy , ^{67}Ho , ^{68}Er , ^{69}Tm , ^{70}Yb ja ^{71}Lu . Lantanoidit jakautuvat alkuaineiden massalukujen mukaan kahteen ryhmään: 57—64 LREE (*Light Rare Earth Elements*) ja 65—71 HREE (*Heavy Rare Earth Elements*).

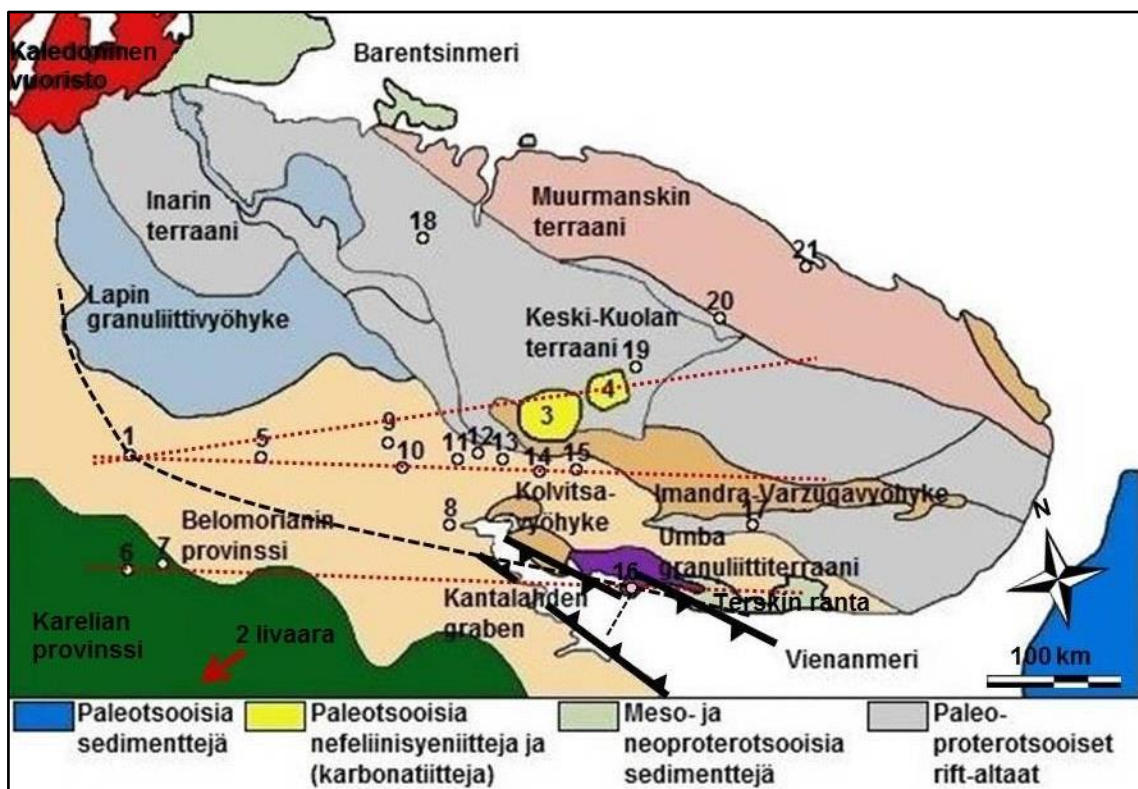
Soklin Kauluksen kallioperässä on kohonneita P_2O_5 -, Nb- ja REE-pitoisuuksia lähinnä karbonaattiteissa. Kohonneet P_2O_5 -pitoisuudet liittyvät ferrokarbonaattiteihin ja kohonneet Nb-pitoisuudet liittyvät ferrokarbonaattiteihin sekä REE-karbonaattiteihin. Korkeita REE-pitoisuuksia esiintyy Kauluksen feniittikehää leikkaavissa myöhäisen

vaiheen REE-karbonatiittijuonissa, joita Sarapään et al. (2013) mukaan saattaisi olla mahdollista hyödyntää fosforimalmin yhteydessä.

2. GEOLOGINEN TAUSTA

2.1. Kuolan alkaliprovinssista ja sen petrologiasta

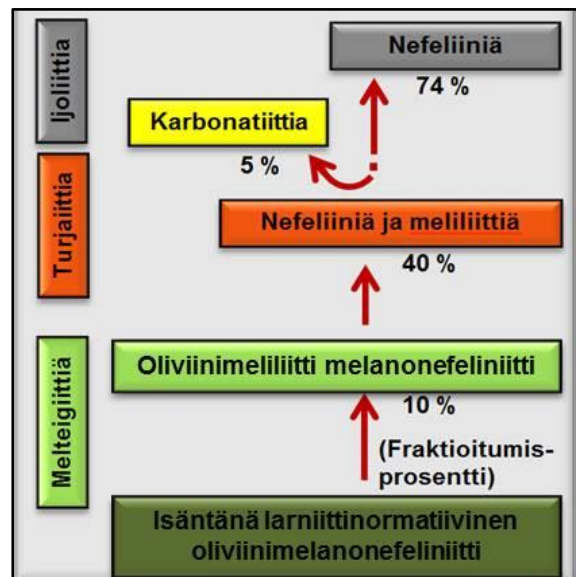
Soklin karbonatiittikompleksi on osa Kuolan alkaliprovinssia, johon kuuluu ainakin 21 intruusiota (Kuva 2). Kuolan alkaliprovinssin seitsemän ajoitetun intruusion Rb/Sr-iat vaihtelevat välillä 377,3—361,7 Ma (Kramm et al. 1993). Iänmääritykset perustuvat Hiipinän, Lovozeron, Afrikandan, Turjan, Ozeraya Varakan, Soklin ja Iivaaran (Kuva 2) biotiittien kiteytymisikiin, jotka vastaavat lähes intruusioiden kiteytymisikiä (Kramm et al. 1993). Kantalahden syvämurrosvyöhyke (*deep fracture zone*) on synnyttänyt



Kuva 2. Kuolan alkaliprovinssin intruusiota ovat: 1. Sokli, 2. Iivaara, 3. Hiipinä (Khibina), 4. Lovozero, 5. Koutajärvi (Kovdor), 6. Sallanlatva (Salanlatvinsky), 7. Vuorijärvi (Vuori-Yarvi), 8. Kandaguba, 9. Marvaguba, 10. Niva, 11. Afrikanda, 12. Ozeraya Varaka, 13. Lesnaya Varaka, 14. Salmagora, 15. Ingozero, 16. Turja (Turiy Mys), 17. Pesochny, 18. Sebyavr, 19. Kurga, 20. Kontozero ja 21. Ivanovka (mukaillen Paarma ja Vartiainen 1996, Arzamastsev et al. 2008 ja Balagansky et al. 2014).

Vienanmeren normaalisiirrokset ja hautavajoaman (Kuva 2). Syvämurrosvyöhyke kulkee lähes luode-kaakko-suunnassa Turjasta Sokliin (Paarma ja Vartiainen 1996). Säähavaintosatelliittien avulla havaittiin 1960-luvun alussa, että syvämurrosvyöhyke saattaisi jatkua Suomen puolelle (Paarma ja Vartiainen 1996). Soklin löytäminen vahvisti alkalikivien ja syvämurrosvyöhykkeen jatkuvan luode-kaakko-suunnassa. Alkalikivimagmatismi on ollut aktiivista myös maapallon pohjoisläntisellä puoliskolla, jonka Doig (1970) arvelee liittyvän Kuolan alkaliprovinssiin. Hänen mukaansa Länsi-Kanadassa sijaitsevan Saint Lawrencen rift-vyöhykkeen varhaispaleotsooiset (541—485 Ma) karbonatiitit korreloivat samantyyppisten Grönlannin ja Skandinavian karbonatiittien (565 Ma) kanssa. Kanadan rift-vyöhykkeen intruusioiden välinen korrelaatio tunnetaan hyvin. Tieto mannerkuorten aikaisemmista sijainneista supermantereina on tehnyt provinssin rekonstruoinnin mahdolliseksi. Doigin (1970) mielestä Kanadan rift-vyöhykkeen alkalikivi-intruusioiden petrologia, ikä ja struktuurinen asema kertovat siitä, että ne kuuluvat samaan alkaliprovinssiin, jonka rift-vyöhyke jatkuu ainakin Keski-Kanadasta Itä-Ruotsiin saakka.

Kuolan Turjan massiivissa (Kuva 3) on primäärimagmaa edustavia ultramafisia juonia (Bulak ja Ivanikov 1996), joiden avulla voidaan tutkia Soklin karbonatiittien petrologista synty-ympäristöä. Bulak ja Ivanikov (1996) esittävät, että Kuolan alkalikarbonatiittimassiivin primäärimagmasta kiteytyneiden juonien kemialliset keskiarvokoostumukset ovat lähes samankaltaisia porfyyristen oliviinimelteigiittien kanssa. Heidän mukaansa Turjan massiivin oliviinimelanonefeliiniittijuonet ja porfyyriset oliviinimelteigiittijuonet vastaavat koostumukseltaan lähes initiaalisia primäärimagmoja, joissa oli karbonatiittia 3,5—5,0 %. Karbonatiittimagman oletetaan erkaantuvan ijoliittimagmasta (Kuva 3).



Kuva 3. Alkalimagman kiteytymisdifferentiaatio primäärimagmasta ja karbonatiittimagman erkaantuminen ijoliittimagmasta (mukaillen Bulakh ja Ivanikov 1996).

Magmaattisten prosessien päävaiheina olivat primäärisulan fraktioiva kiteytyminen, kidefaasien akkumuloituminen sekä sulan faasin ja kiinteän faasin erottuminen. Bulakhin ja Ivanikovin (1996) mielestä Turjan massiivin karbonatiitit ovat syntyneet ijoliittisulan ja karbonatiittisulan erkaantumisen tuloksena (Kuva 3). Karbonatiitit ovat magmaattisia kiviä, jotka saattavat muuttua täysin metasomatoosin ja hydrotermisten prosessien vaikutuksesta. Bulakh ja Ivanikov (1996) uskovat, että aktiivinen murrosvyöhyke ja maanpinnan läheisyys muodostavat oikeat olosuhteet karbonatiittien primääristen mineraalien säilymiselle metasomatoosissa, koska kaasut (H_2O , CO_2 jne.) liikkuvat ja poistuvat niistä helposti. Syvemmällä alkaliultraemäksisessä massiivissa karbonatiittisulat ovat suljetussa tilassa, missä primäärimineraaleihin ja kumulaatteihin vaikuttavat fluidit saavat aikaan magmakivien intensiivisen metasomatoitumisen. Suljetut magmaattiset intrusiiviset karbonatiitit ovat hydrotermisen metasomatoosin muuttamia eli karbonatiittien ulkonäkö ja mineraalikoostumus ovat sekundääriprosessien tulosta (Bulakh ja Ivanikov 1996).

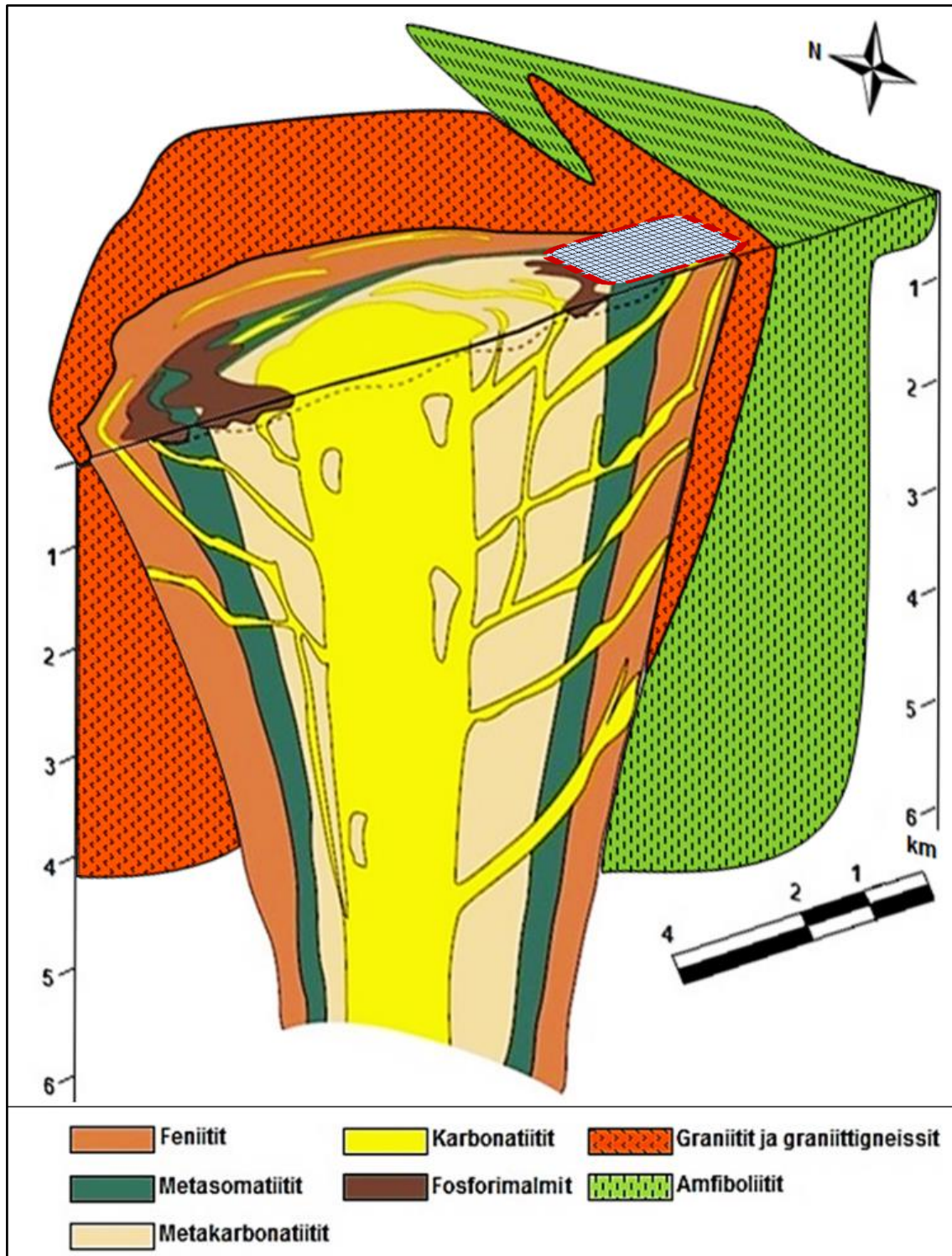
Barkerin mukaan (1989) kimberliittien sisällä esiintyvät karbonatiitit ovat syntyneet fraktioivan kiteytymisen vaikutuksesta, koska ne eivät ole rikastuneet karbonatiittien tyypillisistä sivualkuaineista, kun taas silikaateista alikylläisissä alkalikivissä esiintyvät karbonatiitit ovat syntyneet myöhäisestä ylösnousseista itsenäisistä magmoista tai alkalisulien ja karbonatiittisulien erkaantumisen kautta. Wyllien (1989) mukaan on yleisesti hyväksytty, että suurin osa karbonatiittien hiilestä on peräisin litosfäärivaipasta eikä sedimenttisyntyisistä kalkkivivistä. Silikaattimagmat syntyvät vaipan osittaisen sulamisen kautta ja vaippa on voinut rikastua volatiileista varhaisen alavaipan (*primordial mantle*) kautta tai merellisen laatan subduktoitumisen kautta. Astenosfäärin silikaattimagmat voivat tunkeutua litosfäärin ohenevaan mantereiseen murrosvyöhykkeeseen, missä syntyy nefeliiniittisiä tai meliliittisiä magmoja noin 75 km syvyydessä ja karbonatiittisulia noin 75—0 km syvyydessä (Wyllie 1989).

2.2. Soklin karbonatiittikompleksin geologiasta

Soklin karbonatiittikompleksin maantieteelliset koordinaatit ovat $67^{\circ}47'51.6''N$ pohjoista leveyttä ja $29^{\circ}19'19.4''E$ itäistä pituutta. Suomen ETRS89-TM35FIN-koordinaattijärjestelmän realisaatiossa (*European Terrestrial Reference System 1989-*

Transverse Mercator 35 FINLAND) Soklin maantieteellinen sijainti on N: 7523378 ja E: 597642 ja eranto/magneettinen deklinaatio on $+12,89^\circ$ (*National Oceanic and Atmospheric Administration*, lyh. NOAA 2014).

Karbonatiittikompleksi on saanut nimensä Sokliojan mukaan (Paarma 1970). Ovaalin muotoisen karbonatiittikompleksin (Kuva 4) pinta-ala on yli 30 neliökilometriä ja sen halkaisija on noin 6 kilometriä (GTK 2014). Karbonatiittisydäntä ympäröi yli 2 kilometriä leveä feniittikehä (Vartiainen 2001b), jonka sisimmässä osassa on noin 200—700 metriä leveä karbonatiittien breksioima feniittikehä (Vartiainen ja Woolley 1976). Paarman (1970) mukaan Soklin karbonatiittia lähes vastaava esiintymä on Ugandan Sukulussa, niitä erottaa vain nefeliinin puuttuminen Soklista. Soklin karbonatiittikompleksin kivilajit jakautuvat Kuvassa 4 vanhimmasta nuorimpaan järjestyksessä: feniitit (metasomatoituneita graniitteja, graniittigneissejä, sarviväлкeliuskeita ja amfiboliitteja), metasomatiitit (metasomatoituneita pyrokseeniitteja, kiilleamfiboliitteja ja kiillekiviä), metakarbonatiitit (metasomatoituneita ja karbonaattiutuneita ultramafiitteja), karbonatiitit (Vartiainen 2001a) ja lamprofyirit (Vartiainen et al. 1978). Soklin karbonatiittikompleksia ympäröivät arkeiset (2,8—2,6 Ga) graniittigneissit, joissa esiintyy pegmatiitteja ja graniitteja (Vartiainen ja Woolley 1974). Soklin Marjavaaran syeniitit ovat amfibolista tehdyn K/Ar-ikänmäärityksien mukaan 1740 ± 30 miljoonan vuoden ikäisiä ja graniittigneissit ovat biotiitin K/Ar-ikänmäärityksen mukaan 1760 ± 30 miljoonan vuoden ikäisiä. Vartiainen ja Woolley (1974) uskovat, että syeniittien ja graniittigneissien ikänmääritykset kertovat iän viimeisimmälle aluemetamorfoosille. Feniittien ikävaihtelut johtuvat niiden erilaisesta kemiallisista tasapainottumisnopeuksista, joihin vaikuttavat karbonatiittien läheisyys (Vartiainen ja Woolley 1974). Kilometrin päässä karbonatiittien kontaktista ja samasta kairareistä otettujen feniittinäytteiden K/Ar-ikänmäärityksien mukaan ne ovat 1200 ± 40 ja 488 ± 18 Ma ikäisiä, kun taas karbonatiittien kontaktissa oleva kairattu feniittibreksianäyte on K/Ar-ikänmäärityksen mukaan 354 ± 19 Ma ikäinen. Karbonatiittien pyrokloorit ovat U/Pb-ikänmäärityksien perusteella 247, 334, 347 ja 378 Ma ikäisiä. Flogopiitin Rb/Sr-ikänmäärityksien mukaan karbonatiitit ovat 355 ± 10 Ma ikäisiä ja K/Ar-ikänmäärityksien mukaan 350 ± 10 , 392 ± 12 ja 390 ± 12 Ma ikäisiä (Vartiainen ja Woolley 1974).



Sokli 4. Soklin karbonaattikompleksin kivilajien maanpinta- ja pystyleikkaus ja Kauluksen tutkimusalue on punaisella katkoviivalla rajattu (mukaillen Vartiainen ja Paarma 1979, Vartiainen 1998).

Ennen karbonaattien tunkeutumista sivukiviin kalsiittimagman fluidit ovat muuttaneet sivukiviä karbonaattia ja fosforia sisältäviksi metasomatiiteiksi tai metakarbonaateiksi (Vartiainen 2012). Metasomatiitit ovat syntyneet kahdessa vaiheessa (Vartiainen 1980): ensin feniitit ja amfiboliitit ovat muuttuneet kiilleamfibolikiviksi ja toisessa vaiheessa

metasilikokarbonatiiteiksi (Vartiainen ja Paarma 1979). Metasomatiittialueen amfibolikivet ovat metasomatoituneet kolmesta kivilajista: (1) magmaattiset pyrokseeniitit ovat muuttuneet kalsiumamfibolikiveksi, (2) metasomaattiset pyrokseenikivet ovat muuttuneet kalsium- ja alkali-amfibolikiveksi, (3) feniitit ovat muuttuneet alkali-amfibolikiviksi (Vartiainen ja Paarma 1979, Vartiainen 1980, 2001a). Vaihtumisvyöhykkeen metasomatiittit muodostavat kiilamaisen kehän feniittikehän ja sisemmän metakarbonatiittikehän väliin (Vartiainen ja Paarma 1979, Vartiainen 1980). Metakarbonatiittien epämääräinen kontakti feniittien kanssa on intrudoituneiden karbonatiittien breksioimaa ja vain kompleksin eteläosassa on selvä kontakti, jossa metafoskoriittialue leikkaa terävästi metakarbonatiitteja (Vartiainen ja Paarma 1979). Vaihtumisvyöhykkeen litografiaa on vaikea tulkita, koska se koostuu feniitti-, kiileamfiboliitti-, amfibolikivifragmenteista sekä senttimetrin—kymmenen metrin paksuisista raitaisista silikokarbonatiiteista (Vartiainen ja Paarma 1979). Silikokarbonatiitit eli ”silikosöviitit” ovat magmaattisia silikaattirikkaita karbonatiitteja, joissa on karbonaatteja 40—80 prosenttia (Vartiainen ja Woolley 1976).

2.2.1. Feniitit

Feniitit ovat IUGS-subkomission (*International Union of Geological Sciences*) mukaan metasomaattisia kiviä, jotka liittyvät normaalisti karbonatiitteihin, ijoliitteihin ja toisinaan nefeliinisyeeniitteihin sekä peralkalisiin graniitteihin (Le Maitre et al. 2002: 79). Feniitit koostuvat alkalimaasälvistä, natriumpyrokseeneista ja/tai alkali-amfiboleista (Le Maitre et al. 2002: 79). Vartiainen ja Woolleyn (1976) mukaan feniittien luokittelu perustuu mineralogiaan ja primäärikiven asteittaiseen feniittiytymisen määrään. Soklin karbonatiittikompleksin primääriset sivukivilajit ovat graniitit, graniittigneissit, amfiboliitit ja sarviväkeliuskeet, jotka jakautuvat alhaisen—keskiasteen ja syeniittisiin feniitteihin. Alhaisen—keskiasteen feniitit sisältävät alkuperäisen felsisen tai mafisen primäärikiven muuttumattomia mineraaleja kuten esimerkiksi plagioklaasia, mikrokliinia, kvartsia, pyrokseenia ja sarvivälkettä. Syeniittiset feniitit ovat täysin feniittiytyneitä felsisiä tai mafisia sivukiviä, mistä kertoo alkali-amfibolin ja albiitin runsas määrä. Vartiainen ja Woolleyn mielestä (1976) Soklin feniiteistä suurin osa on vaihtelevissa määrin metasomatoitunut, mutta alueella esiintyy myös hieman

kaliumrikkaita feniittejä, jotka ilmenevät kivessä kalimaasälpinä, kaliumrikkaina metasomaattisina juonina ja flogopiittiutumisenä.

Graniittien ja graniittigneissien alhaisen asteen feniittiytyminen näkyy maasälpien albiittituumisena, sumentumisena, rautaoksidijuonien konsentroitumisena, kvartsin asteittaisena häviämisenä sekä egiriinin ja alkali-amfibolin (magnesianarfvodsoniittia) ilmestymisenä. Nämä muuttumisprosessit antavat kivelle vihertävän sekä sinertävän värin (Vartiainen ja Woolley 1976, Vartiainen 2001a). Keskiasteen feniittiytyminen näkyy Vartiainen ja Woolleyn (1976) tutkimuksissa egiriinin ja alkali-amfibolin kehittymisenä, jotka esiintyvät juoniverkostoina, kuituisina, yksittäisinä mineraaleina, kasaumina ja tunkeutuneena kvartsiin korvaten kvartsia sen sisuksista ulospäin. Keskiasteen feniiteissä esiintyy huomattavia määriä karbonaattia maasälpien reunoilla, hajallaan maasälpien sisällä ja pyrokseeni- tai amfibolijuonien keskellä.

Vartiainen ja Woolley (1976) kertovat, ettei Soklin amfiboliittien suhdetta graniittigneisseihin tunneta. Amfiboliitit ja sarvivälikeliuskeet ovat alhaisen—keskiasteen feniittejä, joissa on yhteensä yli 50 % amfioleja ja kiilteitä. Heidän mukaansa amfiboliitit ovat resistentimpiä feniittiytymiselle kuin graniittigneissit, koska amfiboliittien amfibolit ovat kohtalaisen stabiileja muuttumiselle feniittikehän ulkoreunalla, koska amfiboliitteihin ei kehity juoniverkostoja yhtä helposti kuin graniittigneisseihin. He tulkitsevat, että makro- ja mikroskooppisesti erottuvat fluideja sisältävät juoniverkostot ovat todennäköisesti syy kivien feniittiytymiselle.

Kiillekivet edustavat metasomatoosin lopputuotetta ja niiden uskotaan syntyneen kaliummetasomatoosin vaikutuksesta vaihettumisvyöhykkeen metasomaattiteista (Vartiainen 1980, 2001a). Kiillekivet voivat kehittyä suoraan feniiteistä, joita breksioivat karbonaattijuonet ja metasilikokarbonaattit (Vartiainen 1980). Suurimman osan kiillekivistä uskotaan kehittyneen kiileamfibolikivistä kaliummetasomatoosissa. Kaliummetasomatoosissa amfibolit muuttuvat asteittain sisältä ulospäin flogopiitiksi (Vartiainen 1980).

2.2.2. Metakarbonatiitit

Metakarbonatiittivyöhykkeen metafoskoriitit esiintyvät intruusion keskeltä päin katsottuna ennen metasomatiittien vaihettumisvyöhykettä Kuvassa 4 (Vartiainen 1980). Metafoskoriitit ovat syntyneet metasomatoosin ja karbonaattiutumisen tuloksena ultramafisista pyrokseeniiteista ja magnetiittioliviniiteista (Vartiainen 1980). Metafoskoriitit ovat väriltään tummia tai kirjavampia (Vartiainen 1980, Vartiainen 2001a). Ne esiintyvät metasilikokarbonatiiteissa, joiden metafoskoriittifragmenttien koko vaihtelee senttimetreistä useaan metriin ja joita leikkaavat karbonatiittijuonet (Vartiainen 1980). Tekstuurltaan metafoskoriitit ovat massiivisia, karkearakeisia, syöpyneitä ja uudelleenkiteytyneitä. Niiden mineraalikoostumus vaihtelee: magnetiittia (5—50 %), apatiittia (0—40 %), serpentiiniä/iddingsiittia (0—50 %), karbonaattia (2—40 %) (Vartiainen 2001a). Varhaisen metasomatoitumisvaiheen metafoskoriiteissa on Vartiainen (1980) mukaan näkyvissä ultramafisina mineraaleina oliviinia, pyrokseenia ja magnetiittia tai näiden sekundäärisiä pseudomorfeja. Metafoskoriitit ovat heterogeenisempiä, karkeampia, syöpyneempiä ja uudelleenkiteytyneempiä kuin magmaattiset foskoriitit. Hänen mukaansa ne voidaan erottaa mineraalikoostumuksen perusteella toisistaan esimerkiksi sillä, ettei magmaattisista foskoriiteissa ole pyrokseenia.

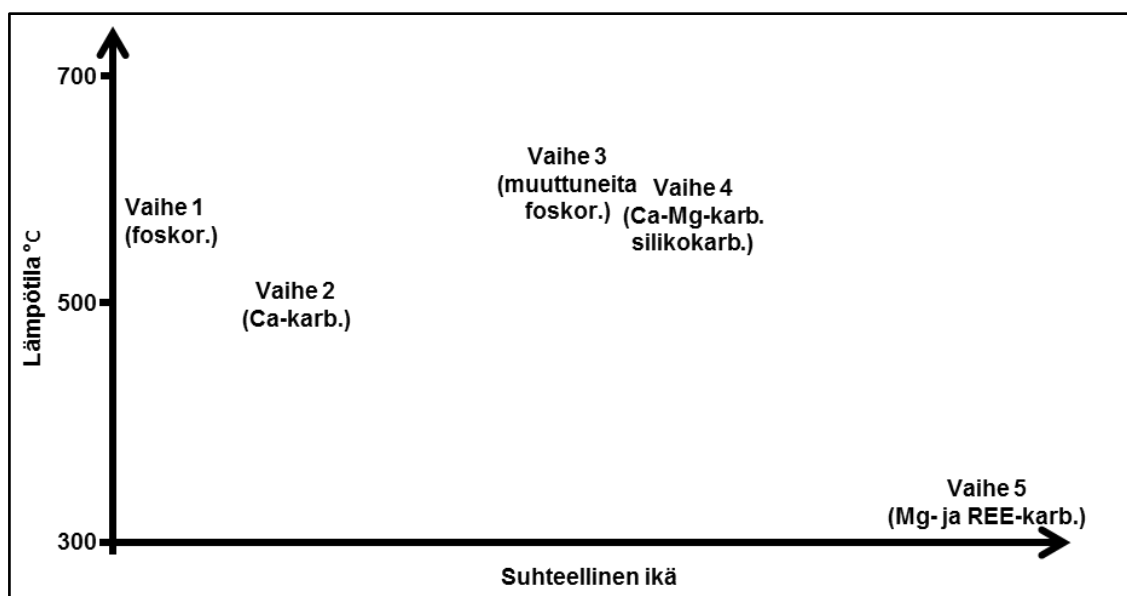
Metasilikokarbonatiitteja on metakarbonatiitti- ja metasomatiittialueilla Kuvassa 4. Metasilikokarbonatiitit ovat voimakkaasti karbonaattiutuneita ja metasomatoituneita ultramafiitteja (Vartiainen 1980). Muuttuminen näkyy mineraalikoostumuksessa asteittain silikaattien häviämisenä ja karbonaattien lisääntymisenä. Vartiainen (1980) mukaan metasilikokarbonatiittien väri vaihtelee vaalean ja vihreän välillä, ja niissä on mustia magnetiittirakeita. Tekstuurltaan ne ovat keskirakeisia ja aaltomaisen liuskeisia. Karbonaattisessa perusmassassa tummien liuskeiden paksuus vaihtelee senttimetreistä kymmeniin senttimetreihin. Mineralogia koostuu pääosin karbonaatista (50—70 %) ja vaihtelevissa määrin flogopiitista, apatiitista, magnetiitista ja alkaliambiboleista (Vartiainen 2001a). Petrologisesti erilaisina päätyyppeinä ovat flogopiitti-richterhiittimetakarbonatiitti ja flogopiittimetakarbonatiitti (Vartiainen 1980, Vartiainen 2001a). Vartiainen (1980) mukaan metakarbonatiittialueen vallitsevana päätyypinä on flogopiitti-richterhiittimetakarbonatiitti ja metasomatiittialueen vaihettumisvyöhykkeellä

päätyyppinä on voimakkaasti karbonaattiutunut flogopiittimetakarbonatiitti. Tektonisia metasilikokarbonatiitteja esiintyy kompleksin eteläosissa feniittikehän läheisyydessä. Tektoniset liikunnot näkyvät tekstuuriassa lineaationa, kuituisena richteriittinä ja pieninä rakeina, jotka kertovat Vartiaisen (1980) mielestä metasilikokarbonatiittien liikkumisesta ylöspäin karbonatiittimassiivin tunkeutuessa ja työntäessä metasilikokarbonatiitteja kohti feniittejä.

2.2.3. Karbonatiitit

Karbonatiittiryhmään kuuluvat kalsium-, magnesium-, ferro- ja natriumkarbonatiitti (Woolley ja Kempe 1989) sekä tieteellisessä kirjallisuudessa vähemmän käytetty REE-karbonatiitti (Castor 2008, Jones et al. 2013). Karbonatiitit sisältävät yli 50 % karbonaatteja (Streckeisen 1980) ja alle 20 % silikaatteja (Le Maitre et al. 2002: 10). Karbonatiitit voivat olla magmaattisia, intrusiivisia tai vulkaanisia (ekstrusiivisia) kiviä (Streckeisen 1980). Vartiaisen (1980) mukaan karbonatiittien luokittelun on kehittänyt Brögger (1921) ja sitä on myöhemmin muokannut muun muassa von Eckermann (1948). Kalsiumkarbonatiitit sisältävät yli 80 % karbonaatteja ja ne jakautuvat kahteen kivilajiin vanhan luokittelun mukaan (Vartiainen 1980): (1) söviitti on karkearakeinen syväkivi ja (2) alvikiitti on hieno—pienirakeinen juonikivi (Streckeisen 1979). Dolomiittikarbonatiitti on vanhan luokittelun mukaan rauhaugiitti (syväkivi) ja beforsiitti (juonikivi), jotka sisältävät yli 80 % dolomiittia. Raudasta rikkaat karbonatiitit ovat vanhan nimistön mukaan ferrosöviittia (syväkivi) ja ferroalvikiittia (juonikivi). Mangaanista ja natriumista rikkaat karbonatiitit luokitellaan samaan tapaan kuin edellä mainitut karbonatiitit liittämällä niihin etuliitteinä mangaani tai natrium. Karbonatiitit, joissa on ainakin 1 painoprosenttia harvinaisia maametalles oksideina (REO) luokitellaan REE-karbonatiitiksi (Jones et al. 2013). Esimerkiksi malmipotentialisessa mielessä Kaliforniassa sijaitsevan Mountain Passin REE-malmien ”cut-off grade” on 5 % (REO), kun REE-malmin keskipitoisuus on noin 8 % (Molycorp 2012: 54). Malmin kannattavuuslaskennat ovat aina kaivoskohtaisia, ja niihin vaikuttavat muun muassa malmin määrä, pitoisuus, arvo, rikastuskustannukset, louhittavuus, sijainti ja REE-jakauma.

Soklin karbonaattiitit (392—334 Ma) tunkeutuivat arkeeseen 2,8—2,6 Ga ikäiseen Belomorianin provinssin peruskallioon (Vartiainen ja Woolley 1974) 368—363 Ma sitten (Kramm et al. 1993). Kivien syntyperä voidaan todentaa sulfidimineraalien rikin $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ -isotooppisuhteiden avulla (Seal 2006). Mäkelän ja Vartiaisen tutkimuksien mukaan (1978) Soklin karbonaattiitit ovat magmaattisia kiviä, jotka on luokiteltu sulfidimineraalien rikki-isotooppien delta-arvojen ($\delta^{34}\text{S}$) avulla viiteen kiteytymisvaiheeseen. Karbonaattiittien sulfidimineraalien rikki-isotooppien delta-arvot ($\delta^{34}\text{S}$) eroavat rautameteoriitin (*Canyon Diablo*, lyh. CD) rikki-isotooppistandardista promillepoikkeamilla -0,6 — -5,6 ‰, joiden aritmeettinen keskiarvo on -2,4 ‰. Delta-arvot kertovat rikki-34:n vajauksesta standardi-isotooppiin verrattuna. Mäkelä ja Vartiainen (1978) ovat analysoineet sulfidimineraalien sulfaatti-isotooppisuhteet karbonaattiittien kuparikiisuista, magneetikiisuista ja rikkikiisuista. Soklin karbonaattiittien sulfideilla on karakteristiset rikki-34:n delta-arvot. He jakavat karbonaattiitit rikki-34:n delta-arvojen mukaan viiteen kehitysvaiheeseen (Kuva 5), joiden sulfidien fraktioitumislämpötilat vaihtelevat 600—300 °C välillä. Lee et al. (2006) jakavat karbonaattiitit mineraalikoostumuksen mukaan myös viiteen kehitysvaiheeseen, joista kolme ensimmäistä vaihetta koostuvat foskoriiteista sekä kalsiittikarbonaateista ja kaksi viimeistä vaihetta dolomiittikarbonaateista.



Kuva 5. Soklin karbonaattiittien magmaattiset vaiheet kiteytymislämpötilan ja suhteellisen iän mukaan (mukaillen Mäkelä ja Vartiainen 1978, Vartiainen 1980, 1998). Lämpötilat on laskettu sulfaatti-isotooppien delta-arvoilla ($\delta^{34}\text{S}$). Lyhenteet: foskor.=foskoriitteja ja karb.=karbonaattiitteja.

Magmaattisen vaiheen 1 foskoriitit erottuivat karbonatiittimagmaasta ja intrudoituivat ensimmäisenä gneissiseen graniittiin (Kuva 5) (Vartiainen ja Woolley 1976, Mäkelä ja Vartiainen 1978). Foskoriitit ovat tumman värisiä keski—karkearakeisia ja tekstuuriltaan massamaisia (Vartiainen 2001a). Päämineraaleina esiintyy magnetiittia (30 %), apatiittia (26 %) oliviinia (11 %), Ca-, Mg-karbonaatteja (13 %) ja flogopiittia (8 %), (Vartiainen 2001a). Mäkelän ja Vartiainen (1978) mukaan ainoana muuttumistuloksena on oliviinien serpentiittiytyminen. Foskoriitit esiintyvät fragmentteina myöhäisimmissä karbonatiiteissa karbonatiittimassiivin keski- ja pohjoisosissa.

Magmaattisen vaiheen 2 intrudoituneet karbonatiitit ja flogopiittikarbonatiitit ovat ensimmäisiä karbonaattirikkaita kiviä (Kuva 5). Tekstuuriltaan ne ovat massamaisia sekä karkeit ja esiintyvät erikokoisina stokkeina (Mäkelä ja Vartiainen 1978). Päämineraaleina esiintyy karbonaattia (90 %), apatiittia (5 %), tetraferriflogopiittia/ flogopiittia (8 %) ja magnetiittia (1 %) (Vartiainen 2001a).

Magmaattisen vaiheen 3 heterogeeniset foskoriitit sisältävät vaiheen 1 foskoriitteja (Kuva 5), jotka ovat metasomatoituneet magmaattisen vaiheen 4 karbonatiittien vaikutuksesta sekä muuttuneet hydrotermisesti (Mäkelä ja Vartiainen 1978). Metasomatoituminen näkyy vihreän flogopiitin muuttumisena punaiseksi, oliviinin muuttumisena klinohumiitiksi ja amfibolien esiintymisenä (Mäkelä ja Vartiainen 1978) sekä dolomiittien, sulfidien, toriumrikkaan pyrokloorin ja zirkeliitin kehittymisenä (Vartiainen 2001a).

Magmaattisen vaiheen 4 (Kuva 5) karbonatiitit muodostavat toisen dolomiittirikkaan esiintymän sisältäen jopa 100 % dolomiittia (Vartiainen 2001a). Karbonatiitteihin on vaikuttanut voimakas tektoninen hierto synnyttäen niihin suuntausta ja raitaisuutta (Mäkelä ja Vartiainen 1978). Dolomiittikarbonatiitit ovat tyypillisesti hienorakeisia ja massiivisia (Vartiainen 2001a). Suuntautuneet karbonatiitit ja silikokarbonatiitit sisältävät punaista flogopiittia ja tetraferriflogopiittia (Mäkelä ja Vartiainen 1978).

Magmaattisen vaiheen 5 (Ca-) kalsium- ja (Mg-) dolomiittikarbonatiitit ovat viimeisen vaiheen juonia (Kuva 5), jotka liittyvät läheisesti intruusion keskellä olevaan

murrosvyöhykkeeseen (Vartiainen 2001a). Karbonatiittijuonet ovat monivärisiä, keski—karkearakeisia, onteloisia ja päämineraaleina esiintyy dolomiittia (Vartiainen 2001a). Viimeisen vaiheen juoniin liittyy REE-rikkaita muodostumia, jotka leikkaavat feniittikehää (Vartiainen 1980). REE-karbonatiittijuonissa on alhaisen lämpötilan mineraaleina muun muassa baryyttia, sinkkivälkettä, lyijyhohdetta, hematiittia, ankyliittia ja viteriittia (Vartiainen 2001a).

2.2.4. Lamprofyyrit

Lamprofyyrit ovat Streckeisenin (1979) mukaan magmaattisia juonikiviä, joiden alaryhmiä on Maitren et al. (2002: 19) mielestä vaikea erottaa toisista magmakivistä pelkän kemian avulla. Streckeisenin (1979) mielestä lamprofyyreillä on karakteristiset piirteet ja siksi ne vaativat oman luokittelun (Taulukko 1). Woolleyn et al. (1996) mukaan lamprofyyriklaaniin kuuluvat lamprofyyrit, lamproiitit ja kimberliitit, mutta IUGS- subkomissio ei suosittele käytettäväksi lamprofyyriklaania tai lamprofyyristä kiveä (Le Maitre et al. 2002: 19). Woolley et al. (1996) mukaan lamprofyyriklaanin kivet eroavat toisistaan geneettisesti ja lamprofyyrit muodostavat kompleksisen alaryhmän, jossa ne ovat mineralogisesti samankaltaisia lamproiittien kanssa. Lamprofyyrit eroavat toisistaan seuraavien karakterististen ominaisuuksien avulla (Le Maitre et al. 2002: 19): (1) ne esiintyvät normaalisti juonina ja niiden tekstuuri vaihtelee vulkaniitin sekä syväkiven välillä, (2) ovat porfyysisia mesokraattisia—melanokraattisia ($M' = 35\text{—}90\%$), mutta harvoin holomelanokraattisia ($M' > 90\%$), (3) maasälvät ja/tai foidit voivat esiintyä perusmassassa, (4) sisältävät yleensä biotiittia tai ferrihlogopiittia ja/tai amfibolia sekä joskus klinopyrokseenia, (5) mahdollisten oliviinien, pyrokseenien,

Taulukko 1. Lamprofyyrien mineralogiaan perustuva luokittelu Streckeisenin (1979) ja Le Maitren et al. (2002: 19) mukaan. Mineraalilyhenteet ovat: Or=ortoklaasi ja Pl=plagioklaasi.

Vaaleat felsiset mineraalit		Vallitsevat mafiset mineraalit ja kivilajit		
Maasälvät	Foidit	Biotiitti > sarvivälke, ± diopsidinen augiitti, (± oliviini)	Sarvivälke, diopsidinen augiitti (± oliviini)	Ruskea amfiboli, Ti-augiitti, oliviini, biotiitti
Or>Pl	-	Minetti	Vogesiitti	-
Pl>Or	-	Kersantiitti	Spessartiitti	-
Or>Pl	Maasälvät > foidit	-	-	Sannaiitti
Pl>Or	Maasälvät > foidit	-	-	Kamptoniitti
-	Lasi tai foidit	-	-	Monchiqueiitti

biotiittien ja plagioklaasien hydroterminen muuttuminen on yleistä, (6) kalsiitin, zeoliitin ja muiden hydrotermisten mineraalien mahdollinen esiintyminen pääfaaseina, (7) niillä on korkeat K_2O ja/tai Na_2O , H_2O , CO_2 , S, P_2O_5 ja Ba-pitoisuudet muihin samankaltaisiin kiviin verrattuna. Lamprofyyreille ei ole modaalisesta koostumuksesta perustuvaa luokittelua tai TAS-diagrammiin perustuvaa luokittelua.

Soklin karbonatiittikompleksin alkalilamprofyyrijuonet jakautuvat Vartiainen et al. (1978) tutkimuksen mukaan neljään petrologiseen ryhmään, Taulukon 2 porfyiriset, ksenoliittiset, massamaiset ja kiillepitoiset. Karbonatiitti-intruusion keskiosissa esiintyy eniten massamaisia ja kiillepitoisia alkalilamprofyyrijuonia, kun taas sivukivissä esiintyy eniten porfyirisia ja ksenoliittisia lamprofyyrijuonia. Vartiainen et al. (1978) 246 tutkitun alkalilamprofyyrijuonien keskipaksuus on 52 cm ja paksuudet vaihtelevat millimetreistä metreihin (Vartiainen et al. 1978). Alkalilamprofyyrijuonet esiintyvät usein juoniparvina leikaten kallioperää vaakasuunnassa ja lähes pystysuunnassa. Alkalilamprofyyrijuonien intrudoituminen on ollut Soklin karbonatiittikompleksin viimeisiä tapahtumia, koska ne leikkaavat kaikkia kompleksin kivilajeja ja jopa kompleksin ulkopuolisia kivilajeja usean kilometrin päässä (Vartiainen 2001b). Vartiainen et al. (1978) mukaan viimeisten karbonatiittijuonien sisällä alkalilamprofyyrit ovat assimiloituneet, breksioituneet ja karbonaattiutuneet.

Taulukko 2. Soklin karbonatiittikompleksin alkalilamprofyyrijuonien petrologinen luokittelu (mukaillen Vartiainen et al. 1978).

Tyyppi	Väri	Magmaattinen virtausrakenne	Jäätymisreuna
Porfyyrinen Ksenoliittinen Massamainen Kiillepitoinen	Harmaa, harmaan ja tumman vihreä Harmaa, harmaan vihreä Vihreä, harmaan vihreä Vihreä, punertavan ruskea	Yleinen Yleinen Harvinainen Harvinainen	Yleinen Yleinen Harvinainen Harvinainen

Vartiainen et al. (1978) tutkimat lamprofyyrijuonet edustavat alkalilamprofyyrejä, joiden pääalkuaineiden mukaan niillä on korkeat TiO_2 -, $Fe_2O_{3(tot)}$ -, MgO -, CaO -, K_2O -, CO_2 - S- ja BaO -pitoisuudet ja alhaiset Al_2O_3 -, MnO - ja Na_2O -pitoisuudet. Lee et al. (2003) mukaan Soklin lamprofyyrien kohtalaisen korkeat Cr-, Ni- ja MgO -pitoisuudet sekä alhaiset Al_2O_3 -pitoisuudet kertovat siitä, että aillikiittinen (lamprofyyrinen) magma on peräisin köyhtyneestä harzburgiittisesta vaipasta. Soklin aillikiiteilla on alhaisempi magnesiumluku (Mg#) ja ne ovat vähemmän köyhtyneitä sopeutumattomista

alkuaineista ja raskaista hivenalkuaineista kuin Kuolan niemimaan Terskin rannan kimberliitit, joiden Lee et al. (2003) uskoo olevan peräisin astenosfäärisestä vaipasta. Soklin aillikiitit ovat Lee et al. (2003) mukaan syntyneet mahdollisesti ylempänä vaipassa. Hän pitää myös mahdollisena, että aillikiitit ovat rikastuneet metasomatoosin vaikutuksesta sopeutumattomista alkuaineista, esimerkiksi harvinaisista maametalleista.

2.3. Soklin Kauluksen tutkimusalue

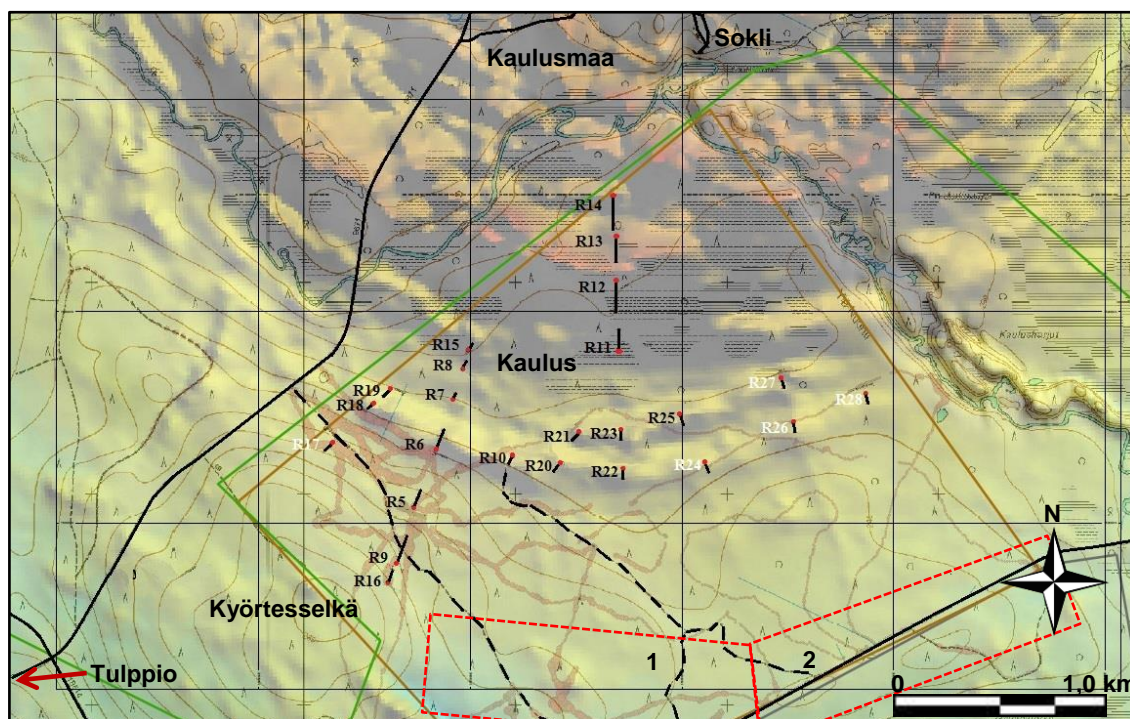
Soklin Kauluksen tutkimusalue sijaitsee Kaulusmaan eteläpuolella Kyörtesselällä ja sen maantieteellinen sijainti on N: 7519402 ja E: 596130, ETRS89-TM35FIN. Kyörtesselän huipulta otetussa Kuvassa 6 näkyy maaston tasaisuus ja se, että maanpinta viettää loivasti Kauluksen feniittivyöhykkeeltä karbonatiittisydäntä kohti. Feniittivyöhykkeen pohjoinen vastareunus on noin kuuden kilometrin päässä horisontissa. Feniittikehää peittää mäntymetsä ja karbonatiitteja koivumetsä. Nämä näkyvät selvänä rajana ilmakuvissa. Kallioperäkartoituksien ja geofysikaalisten mittauksien aikana huomioni kiinnittyi vaihtelevaan metsäkasvustoon, jossa on pääasiassa mäntyjä, kuusia, koivuja, vaivaiskoivuja ja katajia. Mielenkiintoisimmat havainnot olivat tummanruskeat kalliorapaumat (regoliitit), joiden läheisyydessä katajat kasvavat lähes linjassa. Teimme



Kuva 6. Valokuva Kauluksen tutkimusalueelta Kyörtesselältä. Kuvan taka-alalla Soklin karbonatiittisydämen rapautunut kuoppa, jota ympäröi koholla oleva feniittikehä. Kuvassa näkyy loivasti pohjoiseen päin laskeva rinne ja kuvan horisontissa ovaalin muotoisen feniittivyöhykkeen vastareunus (kuva: Juuso Pynttari 2014).

kesien 2012—2014 aikana geofysikaalisia gammaspektrometrimittauksia (Kuva 7), joita oli suorittamassa lisäksi geologiharjoittelijat Jasper Tainio (LuK) ja Ville Vesilahti (LuK). Taustasäteilystä erottuvat säteilyt auttoivat meitä paikantamaan tutkimusmontuista tummia mangaanirikkaita kalliorapauksia noin 0,5—1,5 metrin syvyydeltä kesän 2014 aikana. Nämä regoliitit näkyvät kairasydämien kokokivianalyyseissa kohonneina MgO -, Al_2O_3 -, SiO_2 -, K_2O -, CaO -, TiO_2 -, MnO -, La-, Ce- ja Th-pitoisuuksina sekä poikkeuksellisen korkeina P_2O_5 -pitoisuuksina (maksimi: 25,3 %) eli usein kalliorapaukset ovat fosforirapauksia eli fosforiitteja.

Kesien 2012—2013 aikana kairattiin Kauluksen kairareiät R5—28, joita kairausvalvoimme geologiharjoittelija Jasper Tainion kanssa (Kuva 7). Kairauksien ja kaivettujen tutkimusmonttujen avulla selvisi, että kallioperän päällä on noin 1—2 metrin paksu moreenipeite, jonka alla on vaihtelevan paksusti paikalleen rapautunutta kallioperää eli regoliittia. Karbonatiitti- ja lamprofyrijuonet leikkaavat kaikkia muita kivilajeja tutkimusojissa ja kairasydämissä. Kairasydämien kivilajien heterogeenisuus tekee Kauluksen litologian tutkimisesta haastavaa (Kuva 63).



Kuva 7. Soklin Kauluksen tutkimusalueen 24 kairauspistettä, joista mustalla on merkitty 19 valittua kairapistettä. Geofysikaaliset gammaspektrometrimittaukset näkyvät vaaleanruskeina kävelyreitteinä, joiden leveydet korreloivat säteilypitoisuuksien kanssa (GTK 2012). Rautaruukki Oy:n (1981) tutkimusalueet Kyörteslampi 1 ja 2 on rajattu punaisella katkoviivalla.

Kauluksen pääkivilajeina ovat feniittiytynyt tonaliitti, graniittigneissi, gneissi, kiillegneissi, amfiboliitti ja kiillekivi (flogopiittikivi), metafoskoriitti (hieman karbonatiittiutunut ultramafiitti, amfiboliitti tai feniitti), metasilikokarbonatiitti (runsaasti karbonatiittiutunut ultramafiitti tai feniitti), karbonatiitti (magma-kivi) ja lamprofyri (ultramafinen juonikivi). Malmipotentiaaliset tutkimukset keskittyvät karbonatiittikompleksin myöhäisiin karbonatiittijuoniin, joihin liittyy Vartiaisen (1979), Sarapään et al. (2013) ja Kauluksen tutkimustuloksien mukaan korkeita REE-pitoisuuksia sekä kohonneita pyrokloorin Nb-pitoisuuksia (Lee et al. 2006).

Soklin Kaulusta etelämpänä ovat sijainneet Rautaruukki Oy:n (1981) valtausalueet Kyörteslampi 1 ja 2 (Kuva 7). Valtausalueet sijoittuivat Soklin karbonatiittikompleksin feniittikehän eteläiseen reunaan (Rautaruukki Oy 1981), jota tutkittiin vuosien 1976—1977 aikana. Tutkimustuloksien perusteella on osoitettu karbonatiittijuonien vähäisyys feniittien ja amfiboliittien vallitsemalla alueella ja malmikomponenttien on todettu esiintyvän pääosin karbonatiittijuonissa (Rautaruukki Oy 1981). Tieto siitä, että karbonatiitteja on vähän tällä tutkimusalueella auttaa rajaamaan Kauluksen tutkimusalueen pohjois-eteläsuunnassa.

3. AINEISTO JA TUTKIMUSMENETELMÄT

3.1. Kairasydännäytteet ja XRF-, ICP-MS- ja hiilianalyysimenetelmät

Tutkittujen kairareikien R5—R16, R18—R23 ja R25 koordinaatit, korkeus, suunta/kaltevuus ja pituus ovat Liitteessä 1. Kairasydämet on raportoitu GTK:n ArcGIS-pohjaiseen Kairalogger-ohjelmaan ja ne on uudelleen luokiteltu tässä tutkielmassa. Tutkimuksen valokuvissa on käytetty yleensä vedellä kasteltuja kairasydämiä, ellei toisin ole mainittu kuvatekstissä. Tutkittuja kokokivianalysoituja kairasydämiä on yhteensä 1581,15 metriä kaiken kaikkiaan 19 kairasydänreiästä. Kairasydämien kokokivianalyysiväliä on yritetty pitää 1—3 metrin välillä kivilajirajoja noudattaen. Heterogeenisestä kivilajivaihtelusta ja muuttumisesta johtuen suuret analyysivälit edustavat toisinaan useamman kivilajin geokemiaa. Suurin osa Kauluksen

feniiteistä sisältää vaihtelevissa määrin erikokoisia karbonatiitti- ja lamprofyryjuonia. Kairasydänraportoinnin tein harjoittelija Jasper Tainion (LuK) ja geologi Antero Karvisen kanssa Rovaniemen kairasydänvarastolla kesien 2012—2013 aikana. Kairasydänraportoinnissa kivilajit jaettiin eri analyyseihin magneettisen susceptibiliteettimittarin, gammaspektrometrin ja 10 % suolahappokokeen avulla. Magneettisella susceptibiliteettimittarilla tutkittiin ja rajattiin lähinnä magnetiittipitoisia karbonatiitteja. Gammaspektrometrillä tutkittiin kaliumin, toriumin ja uraanin totaalisäteilypitoisuuksia, joiden avulla muun muassa kairareian R9 REE-karbonatiitit luokiteltiin. Suolahapon avulla erotettiin kalsiumkarbonatiitti dolomiittisesta magnesiumkarbonatiitista ja silikaattikivi karbonatiitista.

Kairasydännäytteiden geokemian on analysoinut Labtium Oy. Labtium Oy on standardin SFS-EN ISO/IEC 17025: 2005 vaatimukset täyttävä FINAS:in (*Finnish Accreditation Service*) akkreditoima testauslaboratorio (T025) ja kalibrointilaboratorio (K056) (Labtium Oy 2013). Alkuaineiden menetelmät ja määritysrajat ovat Liitteessä 2. Monialkuainemääritykset (157X) on mitattu prässätyistä pulveripelleteistä XRF-menetelmällä (*X-Ray Fluorescence*) seuraavien pää- ja sivualkuaineiden osalta: Na₂O, MgO, Al₂O₃, SiO₂, P₂O₅, K₂O, CaO, TiO₂, MnO, Fe₂O_{3(tot)}, S, Cl, Sc, V, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Sb, Ba, La, Ce, Pb, Bi, Th, U, F. Fosfori mitattiin ilman akkreditointia. Hiilimääritykset on mitattu polttamalla hiilianalyssaattorimenetelmällä (+811L). Hiilianalyysit ilmoittavat C:n määrän ilman oksideja, joten kaikki hiilianalyysit on muutettu hiilidioksideiksi. Hivenalkuainemääritykset (307M) ovat mitattu ICP-MS-menetelmällä (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) eli induktiivisesti kytketyllä plasma-massaspektrometrimenetelmällä (307M). ICP-MS-analysoidut hivenalkuaineet ovat As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, Li, Mo, Ni, Pb, Rb, Sb, Sn, Sr, Ti, Tl, V, Zn, Ce, Dy, Er, Eu, Gd, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sc, Sm, Tb, Th, Tm, U, Y ja Yb (Liite 2).

3.2. Ohuthietutkimukset

Rovaniemellä kairasydänraportoinnin yhteydessä valittiin yhteensä 60 ohuthiettä, jotka valmistettiin GTK:n ohuthielaboratoriossa, jossa ne hiottiin 30 mikrometrin paksuisiksi. Ohuthietutkimuksissa on käytetty Helsingin yliopiston geologisen osaston

polarisaatiomikroskooppia (Nikon Type 104) sekä polarisaatio- ja malmimikroskooppia (Leica DM750P). Ohuthiekuvat on otettu tutkimuslaboratoriossa toisiinsa integroiduilla polarisaatiomikroskoopilla (Nikon OPTIPHOS-POL) ja tietokoneella. Ohuthiestä on otettu kuva ristipolarisoidussa ja tasopolarisoidussa valossa 2X-suurennuksella. Kivilajien tyyppinäytteitä on yhteensä 26 kappaletta ja ne on merkitty taulukkoihin KOH-merkillä (kiillotettu ohuthie) (Taulukko 3, Liite 3). Joukosta on karsittu 34 ohuthietä, koska niiden analyysiväleissä esiintyy useampia kivilajeja. Tyyppinäytteet edustavat tunnistettavia lähes puhtaita kivilajeja, eli niiden kokokivianalyysitulokset ovat mahdollisimman sekoittumattomia toisten kivilajien kanssa. Tyyppinäytteiden ohuthieet on valittu jatkotutkittavaksi kokokivianalyysituloksien, kairasydäнкuvien ja geokemiallisen GCDkit-ohjelman avulla.

Al Ani ja Sarapää (2013) ovat tutkineet osittain samoja ohuthieitä ja niiden mineraalikoostumus on selvitetty EPMA-analyysien (*Electron Micro Probe Analyzer*), MLA-analyysien (*Mineral Liberation Analyzer*) ja SEM-analyysien (*Scanning Electron Microscopy*) avulla. Osa mineraaleista on valokuvattu BSE-menetelmällä (*Back Scattered Electrons*). Mineraalianalyysituloksia käytetään hyväksi mahdollisimman paljon tyyppinäytteiden (KOH) mineraalien todentamisessa.

Taulukko 3. Soklin Kauluksen kivilajien tyyppinäytteiden ohuthieiden näytetiedot.

Kivilaji	Kairareikä	Analyyssiväli (m)	Tyyppinäyte	Kohdasta (m)
Feniittityneet tonaliitt ja graniittigneissit:	U5422013 R18	31,80—34,80	KOH 1	32,2
	U5422013 R20	80,00—83,00	KOH 2	82,25
	U5422013 R20	88,45—91,45	KOH 3	88,8
Feniittityneet gneissit:	U5422012 R9	124,80—127,20	KOH 1	126,05
	U5422012 R9	190,50—192,60	KOH 2	191,55
	U5422012 R11	9,85—13,50	KOH 3	11,9
	U5422012 R11	21,75—24,60	KOH 4	24,4
	U5422013 R18	87,00—90,00	KOH 5	87,95
Feniittityneet kiillegneissit ja amfiboliittit:	U5422012 R11	35,40—37,75	KOH 1	35,6
	U5422013 R20	59,45—62,40	KOH 2	61,15
	U5422013 R20	64,44—67,05	KOH 3	65,6
Metafoskoriittit:	U5422012 R6	179,80—180,75	KOH 1	180,05
	U5422013 R14	43,70—50,10	KOH 2—3	45,55 ja 49,95
	U5422013 R21	66,45—68,00	KOH 4	66,93
Metasilikokarbonatiittit:	U5422013 R19	74,55—77,95	KOH 5	76,15
	U5422013 R22	21,25—24,25	KOH 6	22,95
Karbonatiittit:	U5422012 R12	26,80—28,10	KOH 1	27,5
	U5422013 R23	34,55—37,70	KOH 2	35
	U5442012 R6	155,40—157,40	KOH 3	155,85
	U5442012 R13	18,80—21,10	KOH 4	20,85
	U5422012 R13	35,00—38,00	KOH 5	35,75
Lamprofyrit:	U5442012 R9	168,00—169,60	KOH 6	168,35
	U5422012 R12	26,00—26,80	KOH 1	26,5
	U5422013 R18	75,60—78,60	KOH 2—3	76,7 ja 78,10

4. PETROGRAFIA JA LUOKITTELU

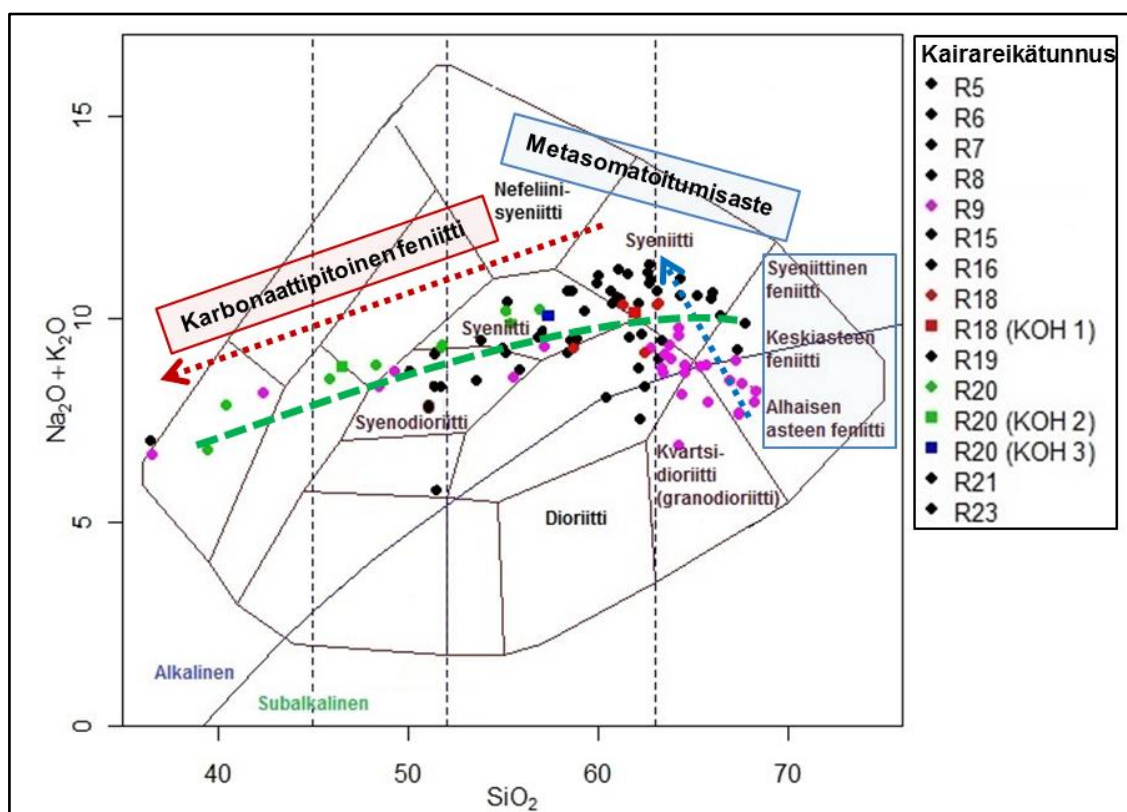
4.1. Feniitit

Soklin feniitit jakautuvat Vartiainen ja Woolleyn (1976) mukaan alhaisen—keskiasteen feniitteihin, syeniittisiin feniitteihin, kaliumfeniitteihin ja amfiboliittifeniitteihin. Sivukivien graniitit, graniittigneissit, kiillegneissit ja amfiboliitit ovat pääasiassa natriummetasomatoituneet, mikä ilmenee ohuthiessä muun muassa maasälpien, pyrokseenien ja amfibolien kemiallisena sekä mineralogisena muuttumisena (Vartiainen ja Woolley 1976). Kaliumfeniitit eli flogopiittikivet (kiillekivet) muodostuvat kaliummetasomatoituneista pyrokseeniiteista, oliviniiteista ja amfiboliiteista.

Soklin Kauluksen feniittiytyneissä tonaliiteissa, graniiteissa, graniittigneisseissä ja kiillegneisseissä esiintyy geokemiallista ja luokittelupäällekkäisyyttä, koska feniittien luokittelu ja erottelu ovat haasteellista metasomatoitumisen ja karbonatiittien breksioidissa niitä. Kairasydännäytteissä ja ohuthiessä pienet karbonatiittijuoniverkostot breksioivat ja deformaivat feniittejä. Ohuthieissä albiitti on syeniittisten feniittien yleisin mineraali (Vartiainen ja Woolley 1976), jonka määrää on vaikea arvioida, koska maasälpien albiittiutuminen tekee plagioklaasin ja kalimaasälvän erottamisen toisistaan lähes mahdottomaksi. Alkuperäisten mineraalien kuten esimerkiksi plagioklaasin ja pyrokseenin esiintyminen voi kertoa siitä, että kyseessä on alhaisen asteen tai keskiasteen feniitti tai täysin metasomatoitunut syeniittinen feniitti (Vartiainen ja Woolley 1976). Alkalipitoisuudet esittävät Kauluksen feniittien metasomatoitumisastetta Kuvissa 8, 12 ja 20. Kauluksen feniittien kokokivianalyyseistä ei ole laskettu CIPW-normeja (Cross et al. 1902), koska mineraalien tilavuusprosentteja ei pystytty selvittämään tarkasti maasälpien natriummetasomatoitumisen takia. Ohuthiiden tekstuurissa maasälpien albiittiutuminen näkyy sumentumisena ja deformaationa. Feniiteissä voi nähdä albiittiutuneen plagioklaasin haamumaista kaksostusta ja pyrokseenin uraliittiutumista sekä alkalisoitumista.

4.1.1. Feniittiytyneet tonaliitit ja graniittigneissit

Feniittiytyneitä tonaliitteja edustavat tyyppinäytteet KOH 1—3. Graniittigneissejä edustavat kairareikätnnuksen R9 näytteet (Kuvat 8 ja 12), joista ei ole ohuthiettä. TAS-diagrammissa (*Total Alkali versus Silica*) on kivilajeina kvartsidioriitti, granodioriitti, graniitti, syeniitti ja syenodioriitti, jotka kuvaavat tonaliittien ja graniittigneissien metasomatoitumista ja sen vaikutusta primäärikiveen (Kuva 8). Lähes kaikki Kauluksen feniitit ovat vaihtelevissa määrin karbonaattiutuneet, mikä muuttaa kiven tekstuuria ja kemialla. Vartiainen ja Woolley (1976) luokittelevat Soklin feniitit metasomatoitumisasteen mukaan alhaisen asteen—keskiasteen feniitteihin—syeniittisiin feniitteihin. Kauluksen feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien metasomatoitumisastetta kuvaavat alhaisen asteen—syeniittiset feniitit (Kuva 8). Feniittien CO₂-pitoisuus kasvaa karbonaattien tunkeutuessa niihin. Feniittien SiO₂-pitoisuus vaihtelee välillä 36—68 % ja alhaiset SiO₂-pitoisuudet johtuvat korkeista CO₂-pitoisuuksista. Feniittien alhaiset SiO₂-pitoisuudet eivät suoraan kerro kiven



Kuva 8. Feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien kemialliset koostumukset esitettynä TAS-diagrammissa (*Total Alkali VS Silica*) (mukaillen Cox et al. 1979). Feniittien luokittelu metasomatoosiasteen mukaan alhaisen asteen—keskiasteen feniitteihin—syeniittisiin feniitteihin. Keskiasteen feniitit esiintyvät vihreän katkoviivan tuntumassa. Tyyppinäytteet KOH 1—3 ja niitä vastaavat näytteet ovat omilla väreillään.

mafisuudesta. Metasomatoitumisaste kasvaa ylöspäin ja karbonaattiutuminen kasvaa vasemmalle päin Kuvassa 8. Feniiteillä on osittain samankaltaiset alkalipitoisuudet, mutta feniittien CO_2 -pitoisuuden kasvu vaikuttaa kääntäen verrannollisesti niiden SiO_2 -pitoisuuteen, mikä asettaa samat kivilajit ja samalla värillä olevat näytteet eripuolille TAS-diagrammia.

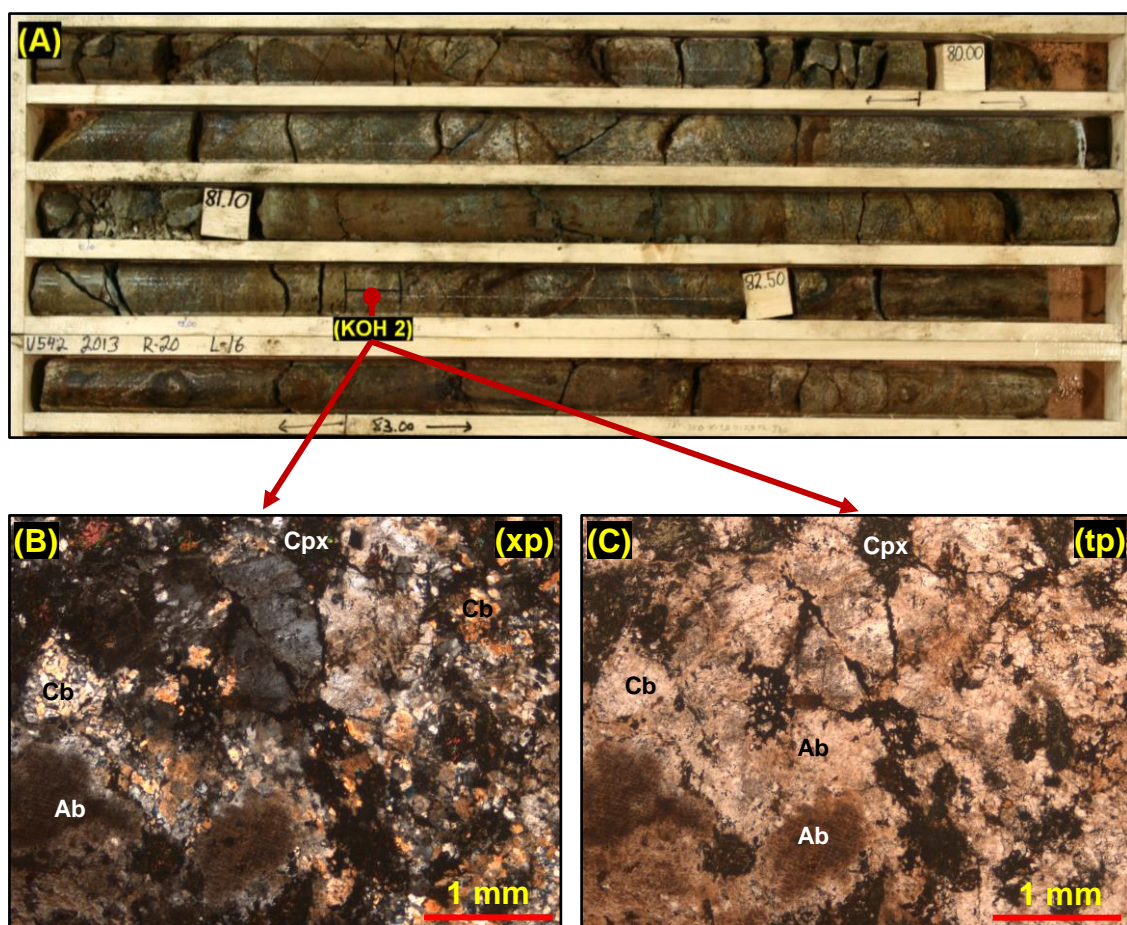
Feniittiytyneiden tonaliittien tyyppinäyte KOH 1 on kairasydäimestä U5442013 R18 analyysiväliltä 31,80—34,80 metriä ja kohdasta 32,20 metriä (Kuva 9 (A)). Kairasydämen feniittiytynyt pyrokseenitonaliitti on raitainen, osittain rikkonainen ja heterogeeninen. Väriltään se on vihertävän harmaata ja sitä leikkaavat ruskehtavan tummat amfiboliittijuonet. TAS-diagrammin (Kuva 8) feniittitytmisasteen mukaan se on keskiasteen feniittiä, jota luonnehtivat albiittiutuminen ja uraliittiutuminen. Feniittiytyneen pyrokseenitonaliitin perusmassa on hieno—keskirakeista ja se koostuu



Kuva 9. Feniittiytynyt pyrokseenitonaliitti (A) kairasydäimestä U5422013 R18, analyysivälillä 31,80—34,80 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 1 on kohdasta 32,20 metriä. Näyte on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ab=albiitti ja Cpx=klinopyrokseeni (kuvat: (A) GTK 2013 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

albiittista sekä pyrokseenista (Kuva 9 (B—C)). Päämineraalit ovat 85 % hypidimorfinen deformatunut albiittiutunut plagioklaasi ja 15 % hypidi-/idiomorfinen klinopyrokseeni. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidimorfinen amfiboli, joka on mahdollisesti pyrokseenin muuttumistulosta.

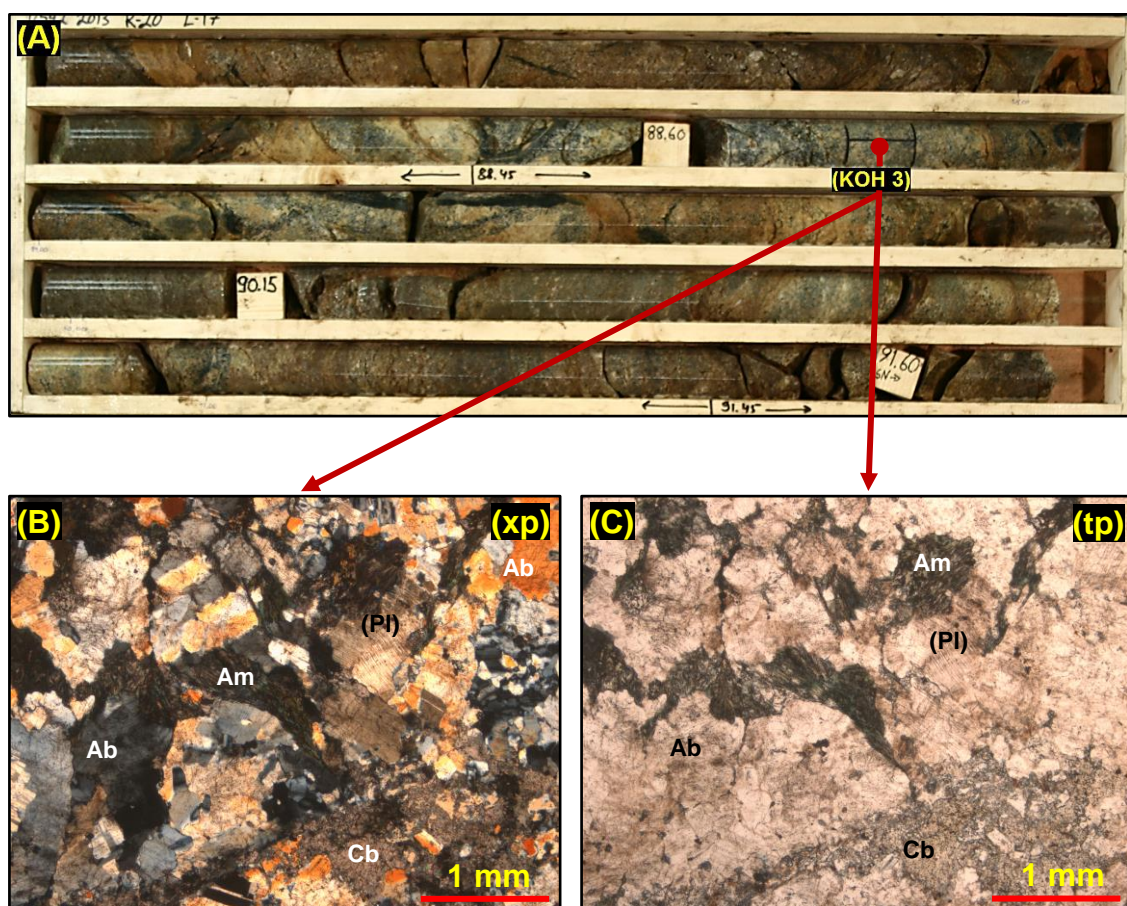
Feniittiytyneiden tonaliittien tyyppinäyte KOH 2 on kairasydämeestä U5442013 R20, analyysiväliltä 80,00—83,00 metriä ja kohdasta 82,25 metriä. Kairasydämen feniittiytynyt karbonaattipitoinen pyrokseenitonaliitti on osittain raitaista, murtunutta ja heterogeenistä (Kuva 10 (A)). Valkoiset ja ruskeat karbonatiittijuonet breksioivat pyrokseenitonaliittia. TAS-diagrammin feniittiytymisasteen mukaan kivi on karbonaattiutunut keskiasteen feniitti—syeniittinen feniitti (Kuva 8), mistä kertoo karbonaatin ja albiitin esiintyminen (Kuva 10 (B—C)). Feniittiytyneen karbonaattipitoisen pyrokseenitonaliitin perusmassa on hieno—keskirakeista,



Kuva 10. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen pyrokseenitonaliitti (A) kairasydämeessä U5422013 R20, analyysivälillä 80,00—83,00 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 2 on kohdasta 82,25 metriä. Ohuthie on kuvassa (B) ristipolaroidussa (tp) ja (C) tasopolaroidussa (xp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ab=albiitti ja Cpx=klinopyrokseeni (kuvat: (A) GTK 2013 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

uudelleenkiteytyntä ja breksioitunutta, ja se koostuu albiittista, pyrokseenista, amfibolista sekä karbonaattista. Päämineraaleina ovat 70 % hypidimorfinen sumentunut karbonaattiutunut albiitti, 15 % idiomorfinen pyrokseeni/amfiboli juonina ja kasaumina, 8 % hypidi-/—idiomorfinen karbonaatti ja 7 % karbonatiitin hypidimorfinen pyrokloori.

Feniittiyttyneiden tonaliittien tyyppinäyte KOH 3 on kairasydäimestä U5442013 R20, analyysiväliltä 80,00—83,00 metriä ja kohdasta 88,80 metriä (Kuva 11 (A)). Kairasydämen feniittiytynyt karbonaattipitoinen tonaliitti on osittain raitaista, muovautunutta ja heterogeenistä. Sinertävät amfiboliittijuonet breksioivat kiveä ja klinopyrokseenien puuttuminen ei välttämättä kerro uraliittiutumisesta, mutta amfibolin sinertävä väri kertoo kiven Na-metasomatoitumisesta. TAS-diagrammin (Kuva 8) feniittiytymisasteen mukaan kivi on karbonaattiutunut syeniittinen feniitti, mistä



Kuva 11. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen tonaliitti (A) kairasydäimessä U5422013 R20, analyysivälillä 88,45—91,45 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 3 on kohdasta 88,80 metriä. Ohuthie on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ab=albiitti, Am=amfiboli, (Pl)=plagioklaasipseudomorfi ja Cb=karbonaatti (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynntäri 2014).

kertovat karbonaatti, plagioklaasin täydellinen albiittiutuminen ja Na-amfiboli. Feniittiytynneen karbonaattitonaliitin perusmassa on hieno—pienirakeista ja muovautunutta. Se koostuu albiittiutuneesta plagioklaasista, amfibolista ja karbonaattista (Kuva 11 (B—C)). Päämineraaleina ovat 80 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut muurilaastirakenteinen albiitti, 10 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti ja 5 % hypidi-/idiomorfinen kuituinen amfiboli. Karbonaatti esiintyy juonina amfibolin kanssa sekä plagioklaasin muuttumistuloksena.

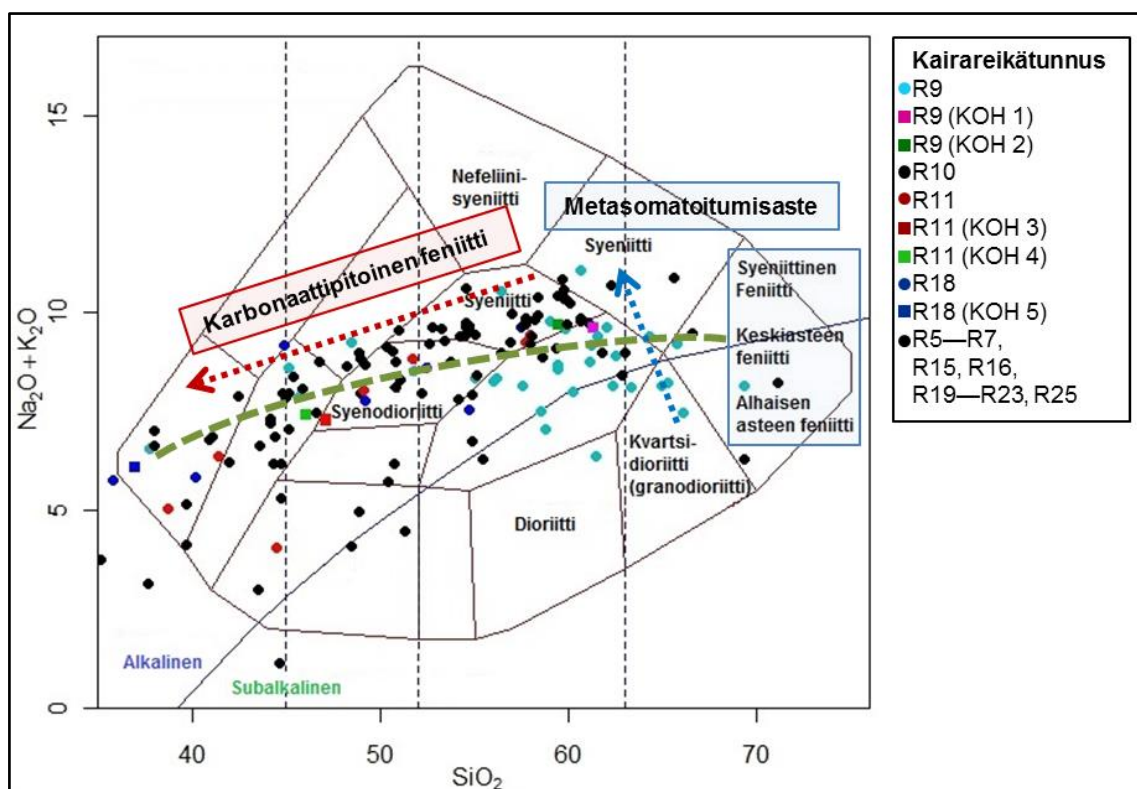
Feniittiytynyttä graniittigneissia on kairasydämeestä U5442012 R9, analyysiväliltä 54,20—56,70 metriä (Kuva 1). Kairasydämeessä feniittiytynyt graniittigneissi on heterogeenistä, raitaista, rapautumatonta, hieman rikkoutunutta ja väriltään punertavantumman kirjava. Kairasydämeessä vuorottelevat tummat raitaiset gneissit ja punertavat graniittiset osueet (Kuva 12). Seuraavalla analyysivälillä esiintyy noin 0,65 metriä punertavaa karkearakeista pegmatiittia (Kuva 12), joka kuvaa hyvin, kuinka heterogeenistä kivilajivaihtelu voi olla graniittigneissien analyysiväleissä. Feniittiytyneet graniittigneissit kairasydämeessä R9 edustavat TAS-diagrammin (Kuva 8) ja geokemian mukaan mahdollisesti alhaisen asteen feniittejä. Feniittiytynneiden graniittigneissien ulkonäkö ei paljoa eroa feniittiytyneistä gneisseistä, joita käsitellään seuraavassa kappaleessa.



Kuva 12. Feniittiytynyt graniittigneissia kairasydämeessä U5422012 R9, analyysivälillä 54,20—56,70 metriä ja punertavaa pegmatiittia on kohdassa 56,95—57,60 metriä. (kuva: GTK 2012).

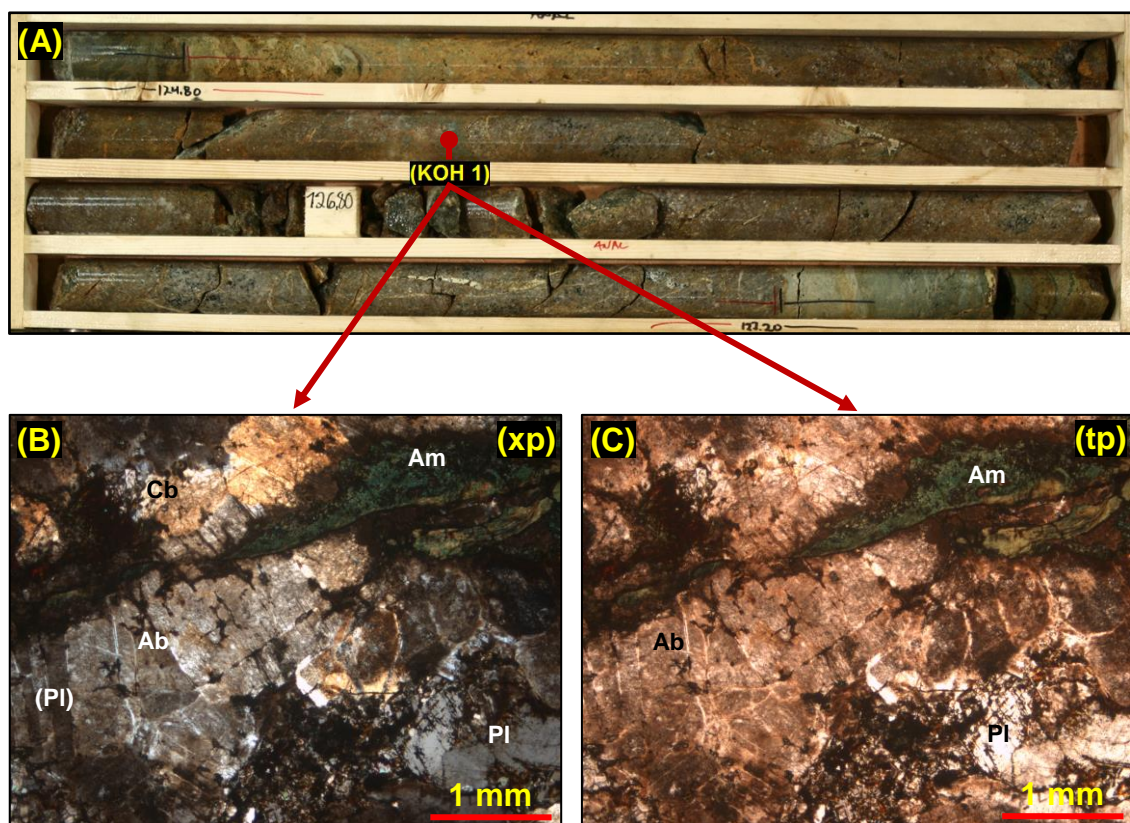
4.1.2. Feniittiytyneet gneissit

Feniittiytyneitä gneissejä edustavat tyyppinäytteet KOH 1—5. Näytteiksi valittiin geokemiallisesti erityyppisiä feniittiytyneitä karbonaattiutuneita gneissejä. TAS-diagrammissa (Kuva 13) on kivilajeina kvartsidioriitti, granodioriitti, graniitti, syeniitti ja syenodioriitti, jotka kuvaavat feniittiytyneiden gneissien metasomatoitumista. Feniittiytyneissä gneisseissä on enemmän mafisia mineraaleja ja kiilteitä kuin feniittiytyneissä tonaliiteissa. Feniittiytyneet gneissit ovat alkalimetasomatoituneita ja karbonaattiutuneita metamorfisia seoskiviä (Kuva 13). Niiden alkuperäiset SiO_2 -pitoisuudet keskittyvät todennäköisesti 62 % läheisyyteen. Feniittiytyneiden gneissinen karbonaattiutuminen näkyy laskevana SiO_2 -pitoisuutena ja metasomatoituminen näkyy alkalien rikastumisena (Kuva 13). Feniittiytyneet gneissit edustavat erilaisia metamorfisia seoskiviä, joita on vaikea luokitella niiden heterogeenisyyden takia.



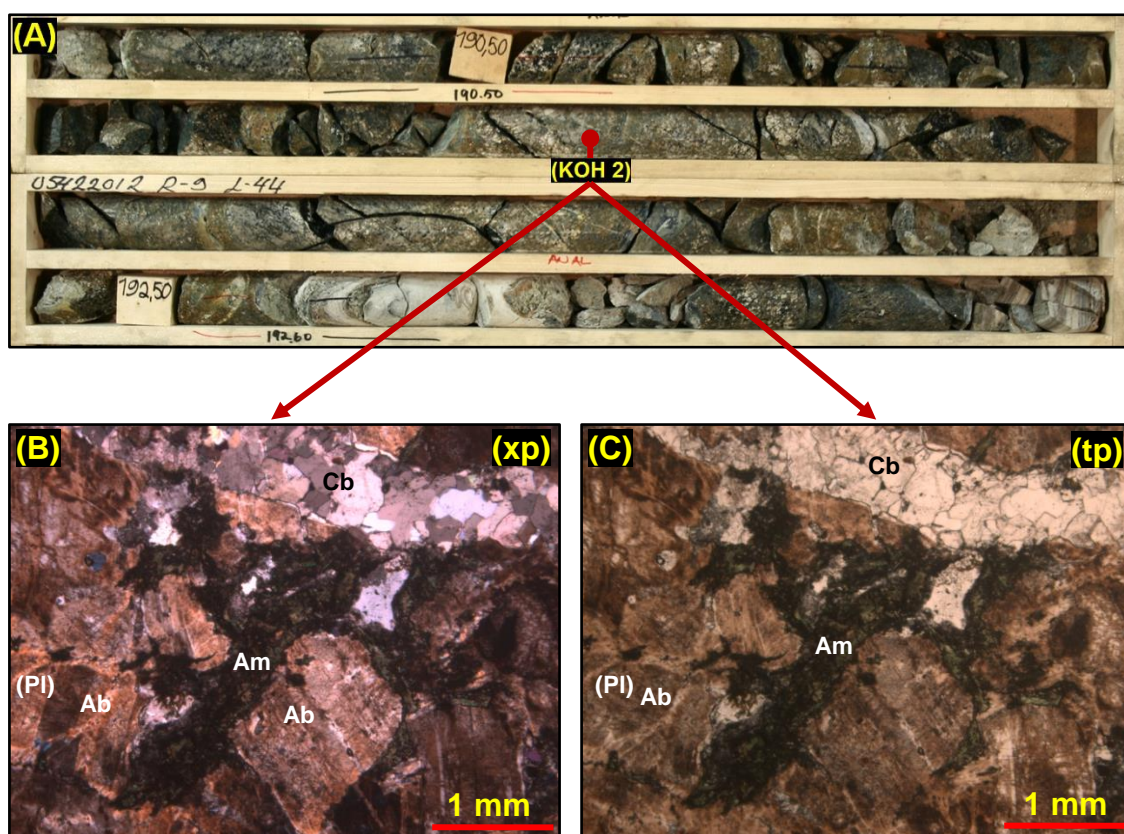
Kuva 13. Feniittiytyneiden gneissien kemiallinen koostumus esitettynä TAS-diagrammissa (*Total Alkali VS Silica*) (mukaillen Cox et al. 1979). Feniittien luokittelu metasomatoosiasteen mukaan alhaisen asteen—keskiasteen feniitteihin—syeniittisiin feniitteihin. Keskiasteen feniitit esiintyvät vihreän katkoviivan tuntumassa. Tyyppinäytteet KOH 1—5 ja niitä vastaavat näytteet ovat omilla väreillään.

Feniittiytyneiden gneissien tyyppinäyte KOH 1 on kairasydämeistä U5442012 R9 analyysiväliltä 124,80—122,20 metriä ja kohdasta 126,05 metriä (Kuva 14 (A)). Kairasydämen feniittiytynyt karbonaattipitoinen gneissi on muovautunutta, osittain raitaista ja heterogeenistä, ja sitä breksioivat ruskeat ohuet karbonatiittijuonet. TAS-diagrammin (Kuva 13) feniittiytymisasteen mukaan kivi on karbonaattiutunutta keskiasteen feniittiä, josta kertovat kalsiitin, albiitin, plagioklaasin ja amfibolin esiintyminen. Feniittiytyneen gneissin perusmassa on hieno—keskirakeista, osittain deformatunutta ja breksioitunutta. Se koostuu albiitista ja karbonaattia ja rautaoksidikasaumia (Kuva 14 (B—C)). Feniittiytynyttä karbonaattipitoista gneissiä leikkaavat karbonatiittijuonet sekä yksi amfibolijuoni (paksuus < 0,2 cm). Päämineraaleina ovat 60 % hypidimorfinen albiittiutunut plagioklaasi, 30 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti ja 10 % hypidi-/idiomorfinen amfiboli juonina. Aksessorisina mineraaleina on hypidimorfinen plagioklaasi ja karbonatiittijuonissa esiintyvät rikkikiisu, kuparikiisu, magnetiitti ja apatiitti.



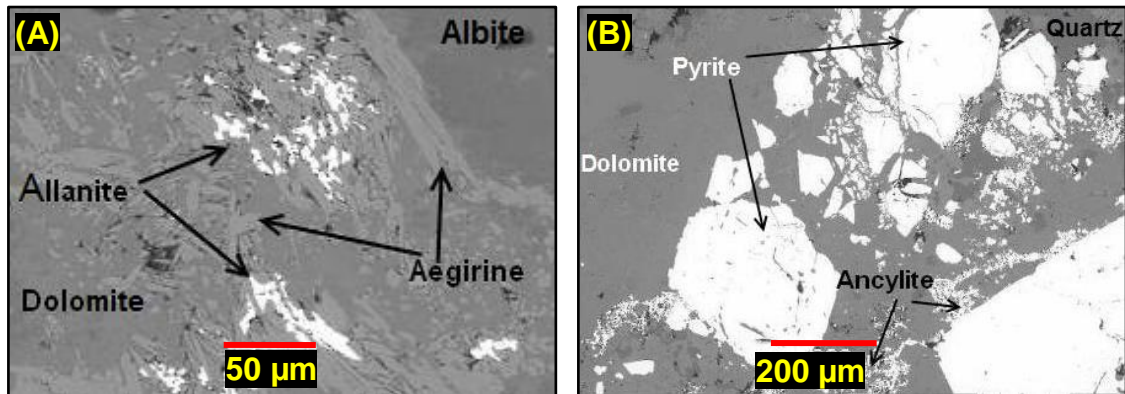
Kuva 14. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen gneissi (A) kairasydämeissä U5442012R9, analyysivälillä 124,80—127,20 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 1 on kohdasta 126,05 metriä. Ohuthie on kuvassa (B) ristipolaroidussa (tp) ja (C) tasopolaroidussa (xp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ab=albiitti, Am=amfiboli ja Pl=plagioklaasi, (Pl)=plagioklaasipseudomorfi (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

Feniittiytyneiden gneissien tyyppinäyte KOH 2 on kairasydäimestä U5442012 R9 analyysiväliltä 190,50—192,60 metriä ja kohdasta 191,55 metriä (Kuva 15 (A)). Kairasydäimessä feniittiytynyt karbonaattipitoinen gneissi on rikkoutunutta, rapautumatonta, heterogeenistä. Feniittiytyneen gneissin amfibolien määrä vaihtelee ja sitä breksioivat valkoisten pienet karbonatiittijuonet. Seuraavassa analyysivälin alussa 192,60 metriä on noin 20 cm paksu valkoinen karbonatiittijuoni, joka leikkaa terävästi feniittiytynyttä gneissia. TAS-diagrammin (Kuva 13) feniittiytymisasteen mukaan kivi on karbonaattiutunutta keskiasteen feniittiä—syeniittistä feniittiä, josta kertovat karbonaatin, albiitin, klinopyrokseenin (egiriinin) ja amfibolin esiintyminen. Feniittiytyneen karbonaattipitoisen gneissin perusmassa on pieni—keskirakeista ja se koostuu pääosin albiittiutuneesta plagioklaasista, johon on tunkeutunut pyrokseeni-, amfiboli- ja apatiittikarbonatiittijuonia (juonien paksuus < 0,2 cm) (Kuva 15 (B—C)). Päämineraaleina ovat 85 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut murtunut albiittiutunut plagioklaasi, 10 % idiomorfinen valkoinen karbonaatti, 5 % idiomorfinen



Kuva 15. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen gneissi (A) kairasydäimessä U5442012R9, analyysivälillä 190,50—192,60 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 2 on kohdasta 191,55 metriä. Ohuthie KOH 2 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ab=albiitti, Am=amfiboli, Cb=karbonaatti ja (Pl)=plagioklaasipseudomorfi (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pyyntäri 2014).

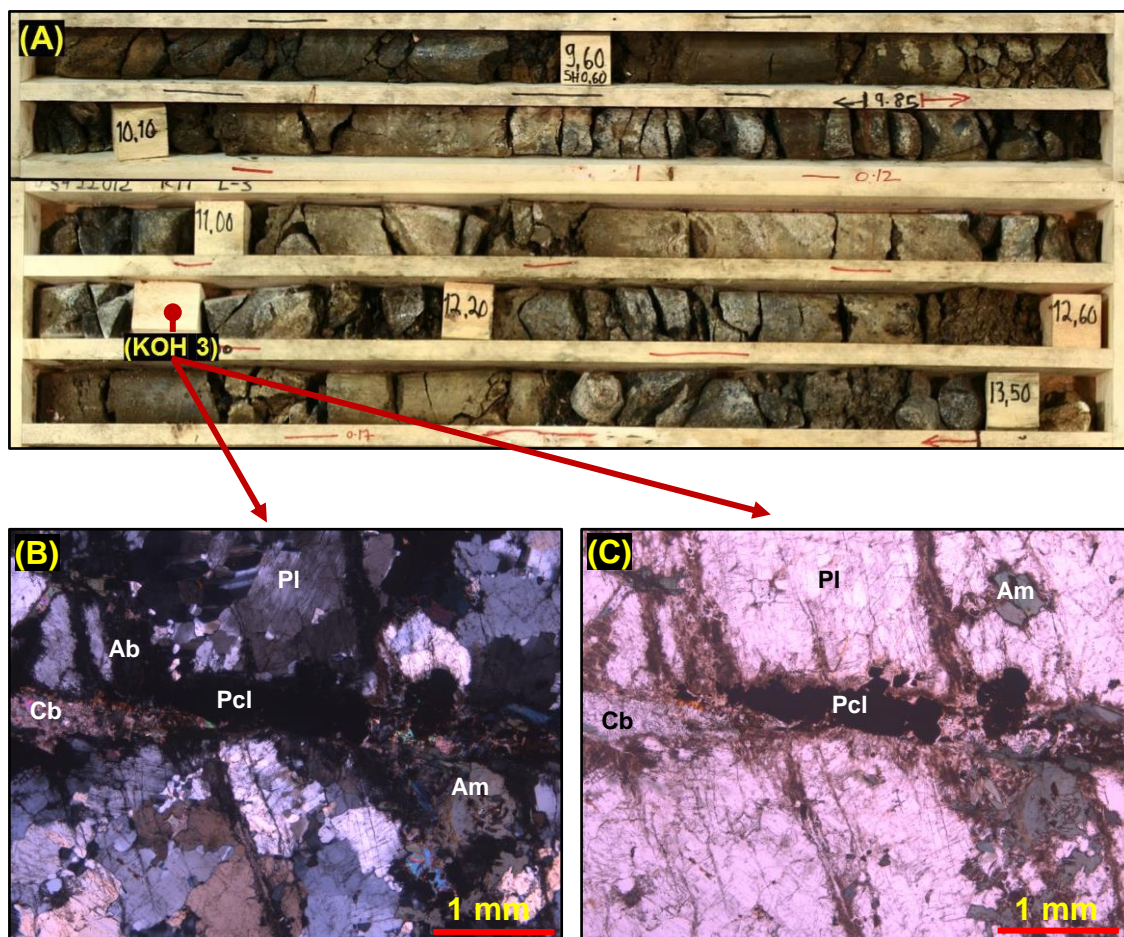
klinopyrokseeni ja amfiboli. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidi-/idiomorfinen rikkikiisu, hypidimorfinen repaleinen magnetiitti ja hypidimorfinen apatiitti, jotka esiintyvät karbonaattijuonessa. Mineralogisten analyysitutkimuksien mukaan feniittiytyneessä karbonaattipitoisessa gneississä on albiittia, allaniittia, egiriiniä ja dolomiittia (Kuva 16 (A)). Sitä leikkaavassa karbonaattijuonessa on ankylitiittia, dolomiittia ja rikkikiisua (Kuva 16 (B)).



Kuva 16. Feniittiytyneen karbonaattipitoisen gneissin (KOH 2) ja BSE-kuvissa (A—B) (kuvat: Al Anil ja Sarapää 2013). Mineraaleina on allaniitti (*Allantite*), albiitti (*Albite*), ankylitiitti (*Ancylite*), dolomiitti (*dolomite*), egiriini (*Aegirine*), rikkikiisu (*Pyrite*) ja kvartsi (*Quartz*).

Feniittiytyneiden gneissien tyyppinäyte KOH 3 on kairasydämeestä U5442012 R11 analyysiväliltä 9,85—13,50 metriä ja sen ohutleike KOH 3 on kohdasta 11,90 metriä (Kuva 17 (A)). Kairasydämen feniittiytyneen karbonaattipitoisen gneissin on rikkinen, breksioitunut, rapautunut ja heterogeeninen. Regoliittiset ruskeat ja tumman ruskeat rapautuneet karbonaattijuonet breksioivat feniittiytyntä karbonaattigneissia. Rapautuneet kohdat koostuvat sekundäärimineraaleista, joista karbonaatti on usein liennut pois. TAS-diagrammin (Kuva 13) feniittiytymisasteen mukaan kivi on karbonaattitunut keskiasteen feniittiä, josta kertovat karbonaatin, albiitin ja plagioklaasin esiintyminen. Perusmassa on pieni—keskirakeista, ja se koostuu albiitista ja plagioklaasista, joihin on tunkeutunut pienirakeisia karbonaattijuonia (Kuva 17 (B—C)). Karbonaatin yhteydessä on kasaumina pieni—keskirakeista amfibolia ja klinopyrokseenia. Karbonaatit ovat tunkeutuneet maasälpäiden väliin breksioiden niitä. Päämineraaleina ovat 55 % hypidimorfinen plagioklaasi, 35 % hypidimorfinen albiitti, 5 % hypidi-/idiomorfinen amfiboli ja 5 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidi-/idiomorfinen pyrokloori ja hypidimorfinen rikkikiisu. Viininpunaiset pyrokloorit esiintyvät karbonaattijuonessa.

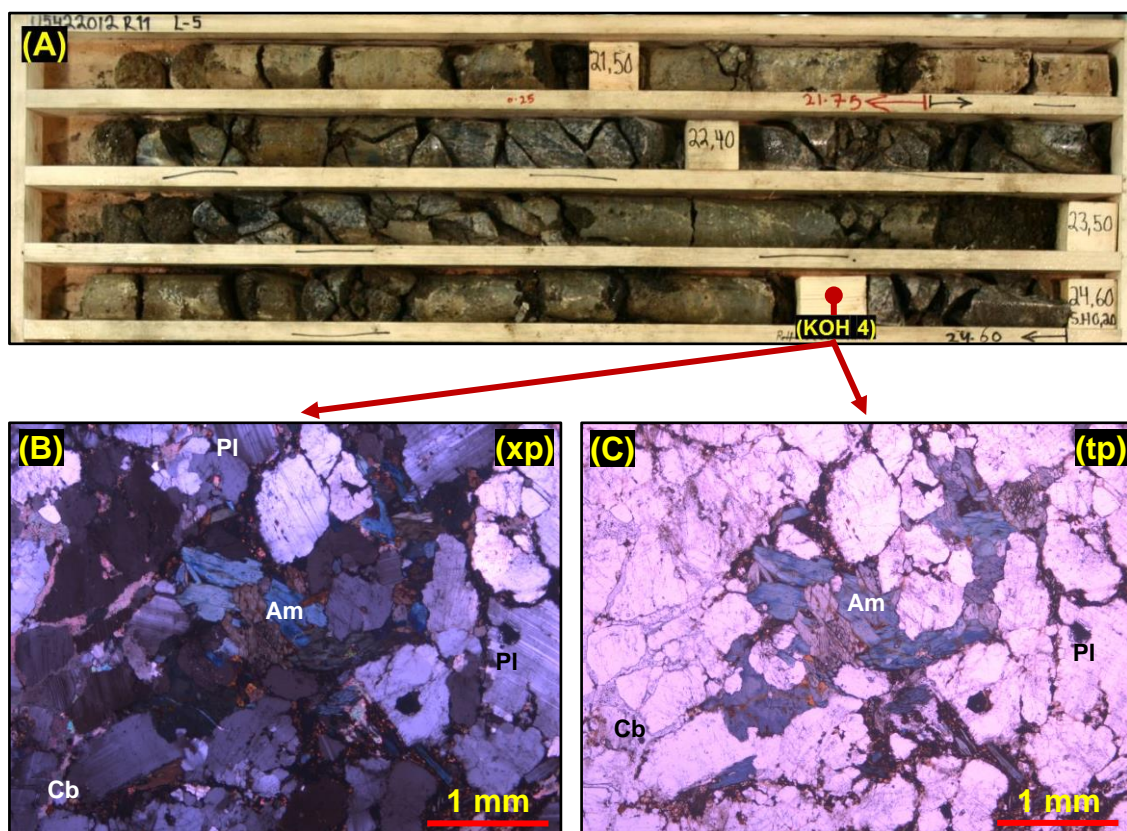
Mineralogisten analyysituloksien mukaan feniittiytyneissä gneississä on albiittia, maasälpää, glaukofaania, rihteriittiä, egiriiniä, apatiittia ja kalsiittia (Al Ani ja Sarapää 2013).



Kuva 17. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen gneissi (A) kairasydämessä U5422012 R11, analyysivälillä 9,85—13,50 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 3 on kohdasta 11,90 metriä. Ohuthie KOH 3 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ab=albiitti, Am=amfiboli, Cb=karbonaatti, Pcl=pyrokloori ja Pl=plagioklaasi (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pyyntäri 2014).

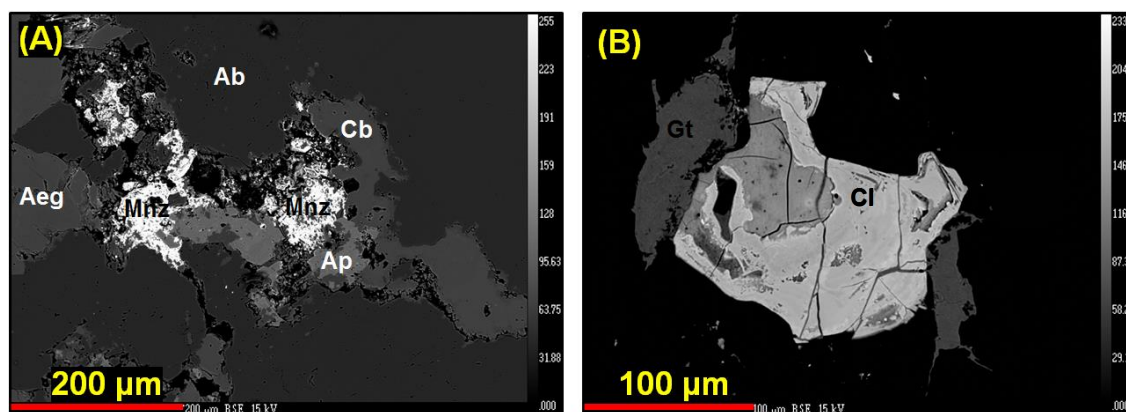
Feniittiytyneiden gneissien tyyppinäyte KOH 4 on kairasydäimestä U5442012 R11 analyysiväliltä 21,75—24,60 metriä ja sen ohuthie KOH 4 on kohdasta 24,40 metriä (Kuva 18 (A)). Kairasydäimen feniittiytynyt karbonaattipitoinen gneissi on rikkoutunutta, breksioitunutta, rapautunutta ja heterogeenistä. TAS-diagrammin (Kuva 13) feniittiytymisasteen mukaan kivi on karbonaattiutunutta alhaisen asteen—keskiasteen feniittiä. Alhaisen asteen—keskiasteen feniittiytymisestä kertovat albiitin, plagioklaasin ja egiriinin esiintyminen. Perusmassa on pieni—keskirakeista, ja se koostuu albiitista ja plagioklaasista, joihin on tunkeutunut pienirakeisia karbonaattiijuonia (paksuus < 0,1cm). Amfibolit esiintyvät pienirakeisina kasaumina

karbonatiittijuonien läheisyydessä, joissa on paikoin pienirakeista pyroklooria. Karbonatiittijuonien tunkeutuminen on deformaanut ja rikkonut plagioklaaseja. Päämineraaleina ovat 45 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut breksioitunut plagioklaasi, 25 % hypidimorfinen albiitti, 5 % hypidi-/idiomorfinen vaalean vihreä/sininen amfiboli, 5 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti. Karbonatiittijuonet ovat tunkeutuneet perusmassan mineraalirakeiden sisälle ja väliin.



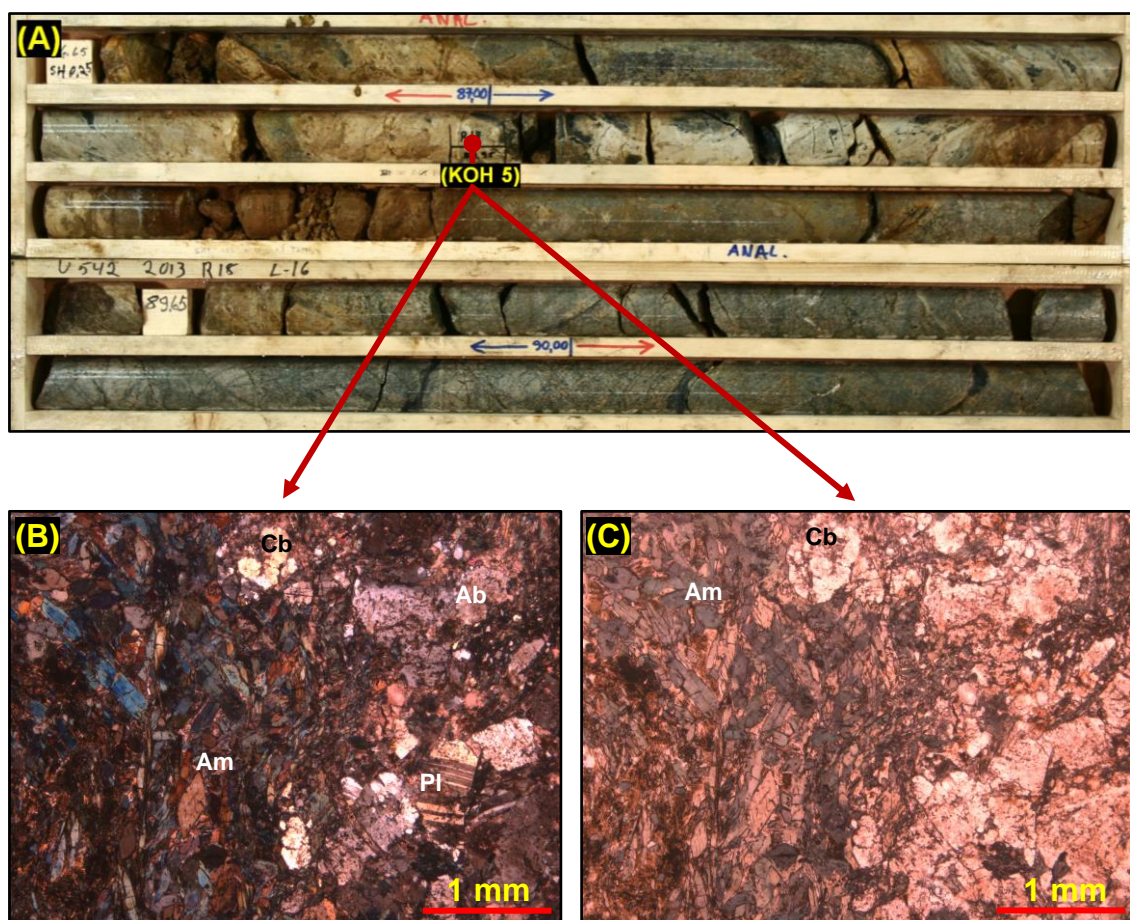
Kuva 18. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen gneissi (A) kairasydämessä U5422012 R11, analyysivälillä 21,75—24,60 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 4 on kohdasta 24,40 metriä. Ohuthie KOH 4 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Am=amfiboli, Cb=karbonaatti ja Pl=plagioklaasi (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

Mineralogisten analyysituloksien mukaan feniittiytyneissä gneississä on mineraaleina albiittia, monaziittia, egiriiniä, apatiittia, kalsiittia, götiittia, kolumbiittia (Kuva 19 (A—B)) ja rihteriittia. Karbonatiittijuonien tuomat monaziitti ja apatiitti ovat intrudoituneet albiittien väliin (Kuva 19 (A)). Vyöhykkeellinen kolumbiitti on myös karbonatiittijuoniin liittyvä ja sen kontaktissa on sekundääristä götiittia.



Kuva 19. Feniittiytyneen karbonaattipitoisen gneissin (KOH 4) mineraaleja BSE-kuvissa (kuvat: Al Ani ja Sarapää 2013). Mineraaleina on (A) monaziittia (Mnz) sulkeumana albiitissa, egiriiniä (Aeg), apatiittia (Ap) sekä (B) kolumbiittia (Cl) ja götiittia (Gt).

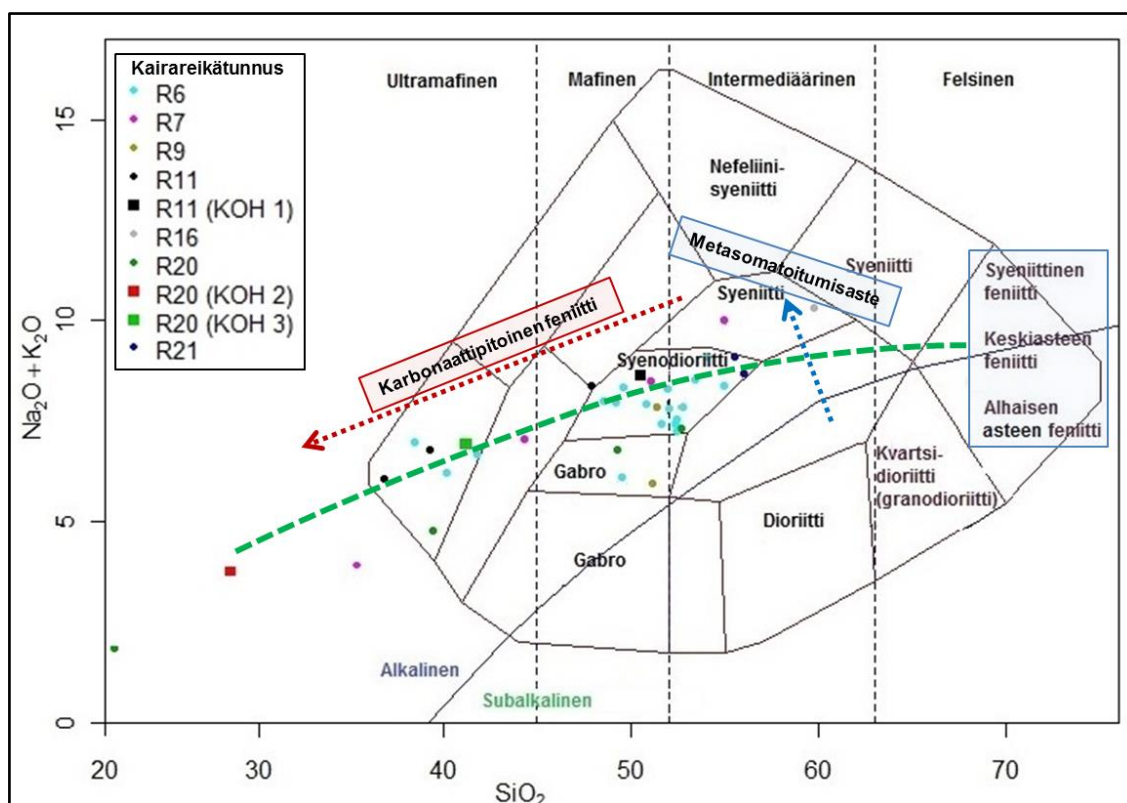
Feniittiytyneiden gneissien tyyppinäyte KOH 5 on kairasydäimestä U5442013 R18 analyysiväliltä 87,00—90,00 metriä ja sen ohuthie KOH 5 on kohdasta 87,95 metriä (Kuva 20 (A)). Kairasydämen feniittiytynyt karbonaattipitoinen gneissi on raitaista, muovautunutta, heterogeenistä ja moniväristä, jossa on ruskeita rikkoutuneita karbonaattiijuonia. TAS-diagrammin (Kuva 13) mukaan kivi on karbonaattiutunutta keskiasteen feniittiä, josta kertovat karbonaatti, albiitti, plagioklaasi ja amfiboli. Feniittiytyneen gneissin perusmassa on pieni—keskirakeista ja se koostuu albiittiutuneesta plagioklaasista, johon on tunkeutunut hieno—keskirakeisia flogopiittiutuneita vaalean vihreitä ja vaalean sinisiä amfiboliittijuonia (Kuva 20 (B—C)). Päämineraaleina ovat 45 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 30 % hypidimorfinen, deformatunut syöpynyt albiittiutunut plagioklaasi, 20 % hypidi-/idiomorfinen amfiboli ja 5 % hypidi-/idiomorfinen suuntautunut kuituinen flogopiitti. Vartiainen ja Woolley (1976) pitävät pyrokseenin ja amfibolin flogopiittiutumista eli kaliummetasomatoitumista Soklin kivien viimeisenä metasomatoitumisvaiheena. Kaliummetasomatoosin flogopiittiutumista ei tule sekoittaa magmaattisiin glimmeriitteihin, jotka koostuvat flogopiitista ja/tai biotiitista.



Kuva 20. Feniittiäytynyttä karbonaattipitoista gneissia (A) kairasydämessä U5422013 R18, analyysivälillä 87,00—90,00 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 5 on kohdasta 87,95 metriä. Ohuthie KOH 5 on kuvassa (B) ristipolaroidussa ja (C) tasopolaroidussa valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ab=albiitti ja Am=amfiboli, Cb=karbonaatti ja Pl=plagioklaasi (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

4.1.3. Feniittiäytyneet kiillegneissit ja amfiboliittit

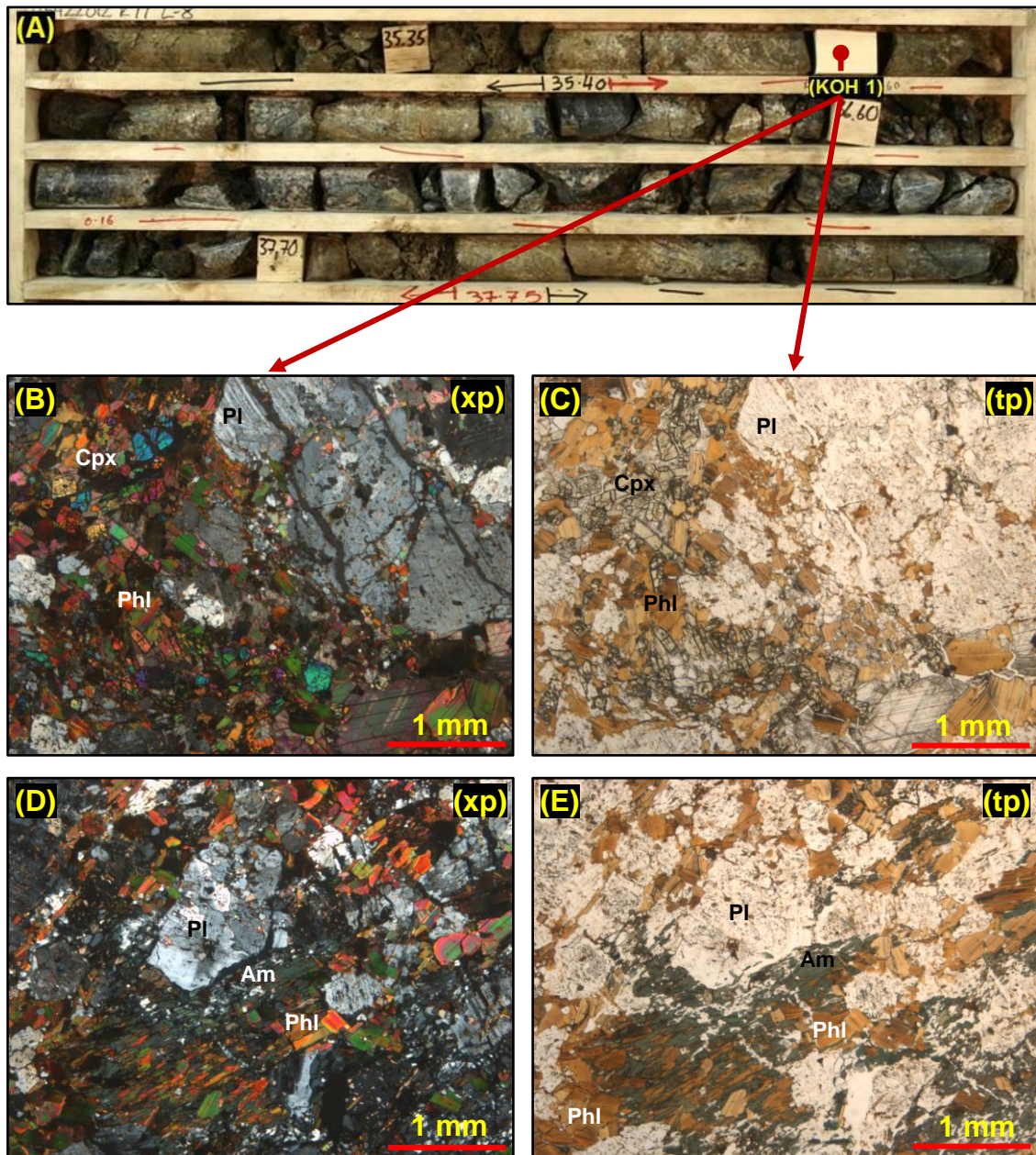
Feniittiäytyneitä kiillegneissejä ja amfiboliitteja edustavat tyyppinäytteet KOH 1—3. Tyyppinäytteiksi on valittu geokemiallisesti erilaisia feniittiäytyneitä kiillegneissejä ja amfiboliitteja. SiO₂-pitoisuuden lasku kertoo feniitin karbonaattiutumisesta sekä sen mafisuudesta. Feniittien karbonaattiutuminen, flogopiittiutuminen ja mafisten mineraalien runsas määrä näkyvät niiden geokemiallisena päällekkäisyytenä. Kiillegneissit ja amfiboliittit ovat TAS-diagrammin mukaan syenodioriitteja ja gabroja, jotka ovat metasomatoituneet sekä karbonaattiutuneet (Kuva 21). Kiillegneissien ja amfiboliittien SiO₂-pitoisuudet keskittyvät 50 % läheisyyteen Kuvassa 21. Kivilajien alkalipitoisuus on suoraan verrannollista SiO₂-pitoisuuden kanssa. Karbonaattiutuminen kontrolloi feniittiäytyneiden kiillegneissien ja amfiboliittien alkali- ja SiO₂-pitoisuuksia, mikä ilmenee alkali- ja SiO₂-pitoisuuksien pienentymisenä.



Kuva 21. Feniittityneiden kiillegneissien ja amfiboliittien kemialliset koostumukset esitettyä TAS-diagrammissa (*Total Alkali VS Silica*) (mukaillen Cox et al. 1979). Feniittityneiden kiillegneissien luokittelu metasomatoosiasteen mukaan alhaisen asteen—keskiasteen feniitteihin—syeniittisiin feniitteihin. Metasomatoitumisasteluokittelu ei toimi amfiboliiteissa. Keskiasteen feniitit esiintyvät vihreän katkoviivan tuntumassa. Tyyppinäytteet KOH 1—3 ja niitä vastaavat näytteet ovat omilla väreillään.

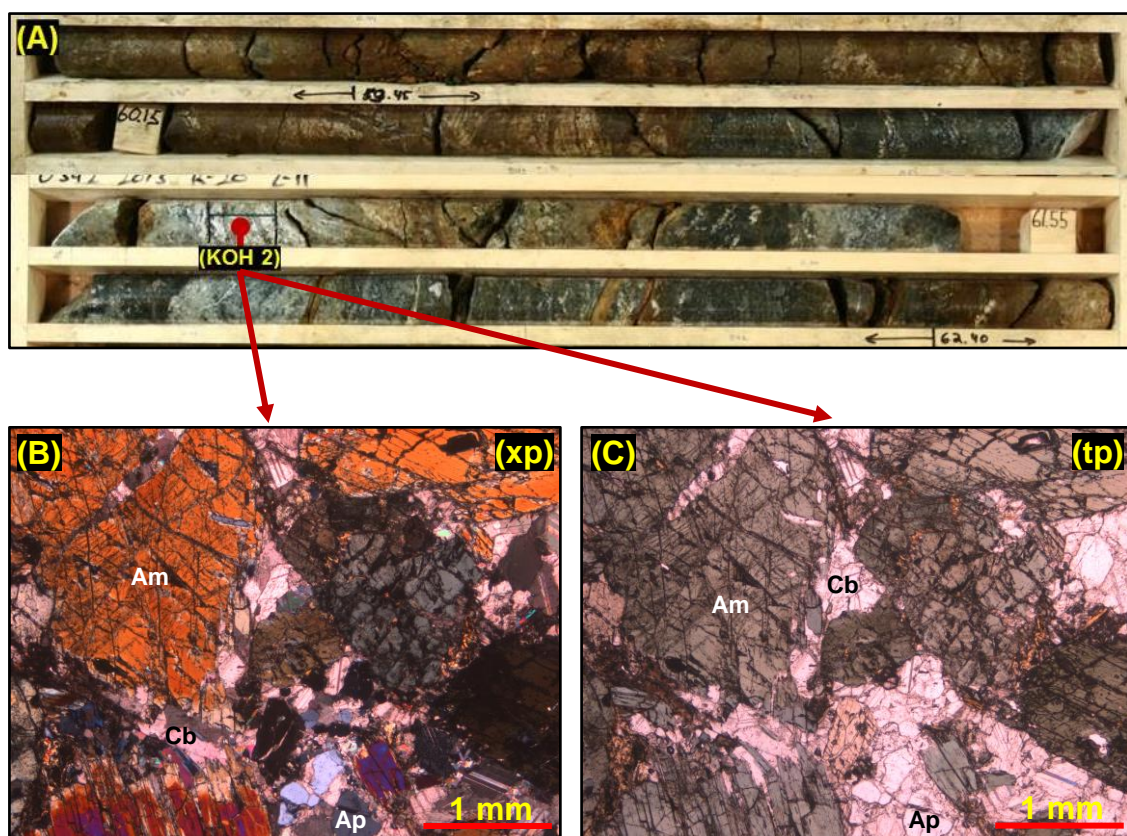
Feniittityneiden kiillegneissien tyyppinäyte KOH 1 on kairasydämeistä U542212 R11, analyysiväliltä 35,40—37,75 metriä ja kohdasta 35,60 metriä (Kuva 22 (A)). Kairasydämen feniittitytnyt kiillegneissi on heterogeenistä, raitaista, rikkoutunutta, breksioitunutta sekä väriltään vaalean ja tumman kirjava. TAS-diagrammin (Kuva 21) mukaan kivi on keskiasteen feniittiä, josta kertovat flogopiitin, albiitin, plagioklaasin, pyrokseenin, amfibolin ja kvartsin esiintyminen. Feniittitytyneen kiillegneissin perusmassa on pieni—keskirakeista, ja se koostuu plagioklaasista, albiitista, klinopyrokseenista, kiilteistä ja karbonaattista (Kuva 22 (B—E)). Kiillegneississä on pieni—keskirakeisia amfiboliklinopyrokseenijuonia ja karbonaattiijuonia. Päämineraaleina ovat 35 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut albiittiutunut karbonaattiutunut plagioklaasi, 30 % hypidimorfinen albiitti, 15 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut biotiitti, 15 % hypidi-/idiomorfinen flogopiittiutunut amfiboli, 5 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidimorfinen kvartsi, hypidi-/idiomorfinen pyöristynyt apatiitti, hypidi-/idiomorfinen klinopyrokseeni (egiriiniä), hypidi-/idiomorfinen pyrokloori, joka on flogopiittiamfibolijuonen

yhteydessä, hypidi-/idiomorfinen rikkikiisu. Rikkikiisu on suotautumina sekä itsenäisinä mineraaleina. Pyrokloorin esiintyminen liittyy karbonaatteihin, rikkikiisuun ja mafisiin juoniin. Mineralogisten analyysituloksien mukaan feniittitytyneissä kiillegneississä on albiittia, apatiittia, biotiittia, hydrobiotiittia, flogopiittia, kloriittia, Na-amfibolia, ”Nb-mineraalia”, rautaoksidia, rikkikiisua dolomiittia ja kalsiittia (Al Ani ja Sarapää 2013).



Kuva 22. Feniittitytynyt kiillegneissi (A) kairasydämessä U5422012 R11, analyysivälillä 35,40—37,75 metriä ja sen (B—E) ohuthie KOH 1 on kohdasta 35,60 metriä. Ohuthie KOH 1 on kuvassa (B, D) ristipolaroidussa (xp) ja (C, E) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Am=amfiboli, Cpx=klinopyrokseeni, Phl=flogopiitti ja Pl=plagioklaasi (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—E) Juuso Pynttari 2014).

Feniittiytynneiden amfiboliittien tyyppinäyte KOH 2 on kairasydäimestä U542213 R21, analyysiväliltä 59,45—62,40 metriä ja kohdasta 61,15 metriä (Kuva 23 (A)). Kairasydämen feniittiytynyt karbonaattipitoinen amfiboliitti on raitaista, breksioitunutta ja suurimmaksi osaksi kohtalaisen rikkoutumatonta. Alussa on noin metrin verran vaaleaa ja ruskeaa karbonatiittia, joka on osittain rapautunutta. Amfiboliittiset kohdat ovat väriltään vihertävän- ja sinertävöntumman kirjavia, ja niitä breksioivat vaihtelevan paksuiset vaaleat karbonatiittijuonet. TAS-diagrammin (Kuva 21) mukaan kivi on karbonaattiutunutta ja feniittiytynyttä amfiboliittia, josta kertovat Na-amfibolin ja karbonaatin esiintyminen. Feniittiytynneen karbonaattipitoisen amfiboliitin perusmassa on pieni—karkearakeisesta ja se koostuu suuntautuneesta amfibolista, karbonaattista sekä apatiitista. Päämineraaleina ovat 80 % hypidi-/idiomorfinen amfiboli, 18 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 2 % hypidi-/idiomorfinen pyöristynyt murtunut apatiitti. Aksessorisena mineraalina on amfibolirakeiden reunoilla oleva kiille.



Kuva 23. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen amfiboliitti (A) kairasydäimessä U542213 R20, analyysivälillä 59,45—62,40 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 2 on kohdasta 61,15 metriä. Ohuthie KOH 2 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ap=apatiitti, Am=amfiboli ja Cb=karbonaatti (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

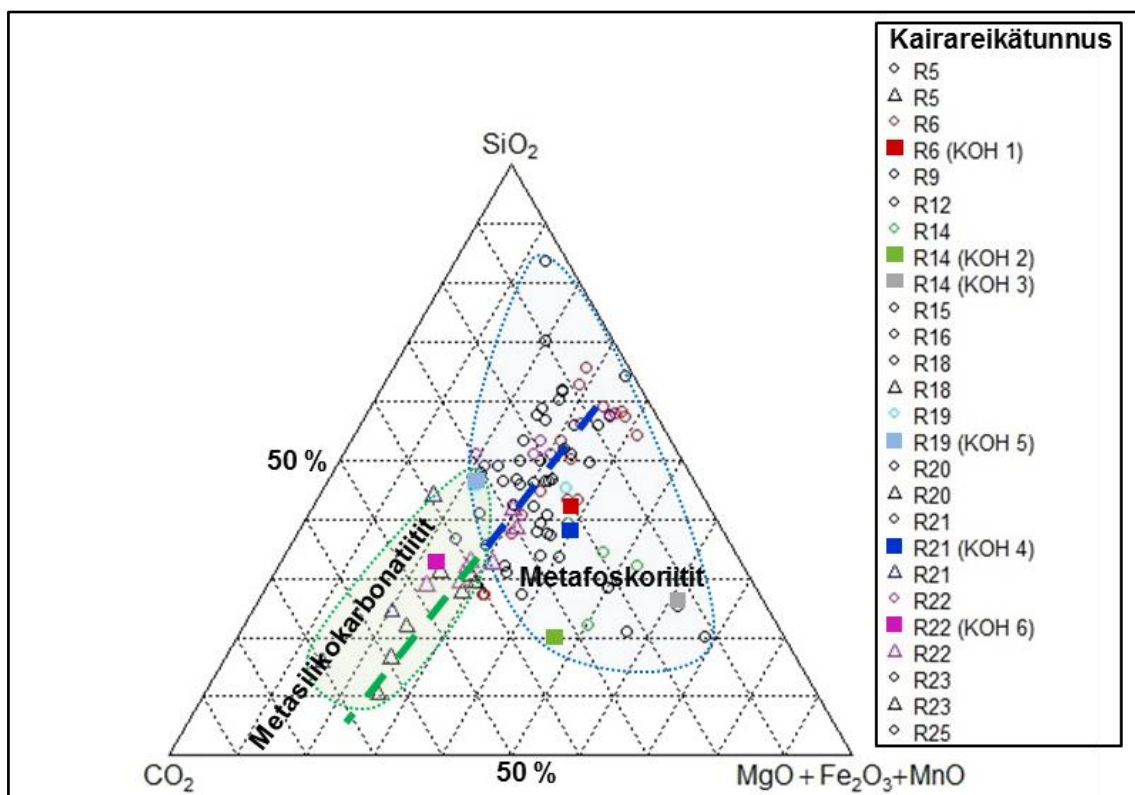
Feniittiyteneiden amfiboliittien tyyppinäyte KOH 3 on kairasydäimestä U542213 R20, analyysiväliltä 64,45—67,05 metriä ja kohdasta 65,60 metriä (Kuva 24 (A)). Kairasydämen feniittiytynyt karbonaattipitoinen amfiboliitti on breksioitunutta, kohtalaisen rikkoutumatonta ja homogeenista. Vaaleat ja ruskeat karbonaattiijuonet breksioivat terävästi kiveä. TAS-diagrammin (Kuva 21) mukaan kivi on karbonaattiutunutta ja feniittiytynyttä amfiboliittia, mikä ilmenee albiitin, Na-amfibolin ja karbonaatin esiintymisenä. Perusmassa on hieno—keskirakeista, ja se koostuu karbonaatista, suuntautuneesta amfibolista, albiitista sekä flogopiitista (Kuva 24 (B—C)). Päämineraaleina ovat 75 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut murtunut amfiboli, 20 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti ja 5 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut albiitti. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidi-/idiomorfinen flogopiitti ja pyrokloori.



Kuva 24. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen amfiboliitti (A) kairasydäimestä U5422013 R20, analyysivälillä 64,44—67,05 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 3 on kohdasta 65,60 metriä. Ohuthie KOH 3 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Am=amfiboli, Phl=flogopiitti ja Pcl=pyrokloori (kuvat: (A) GTK 2013 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

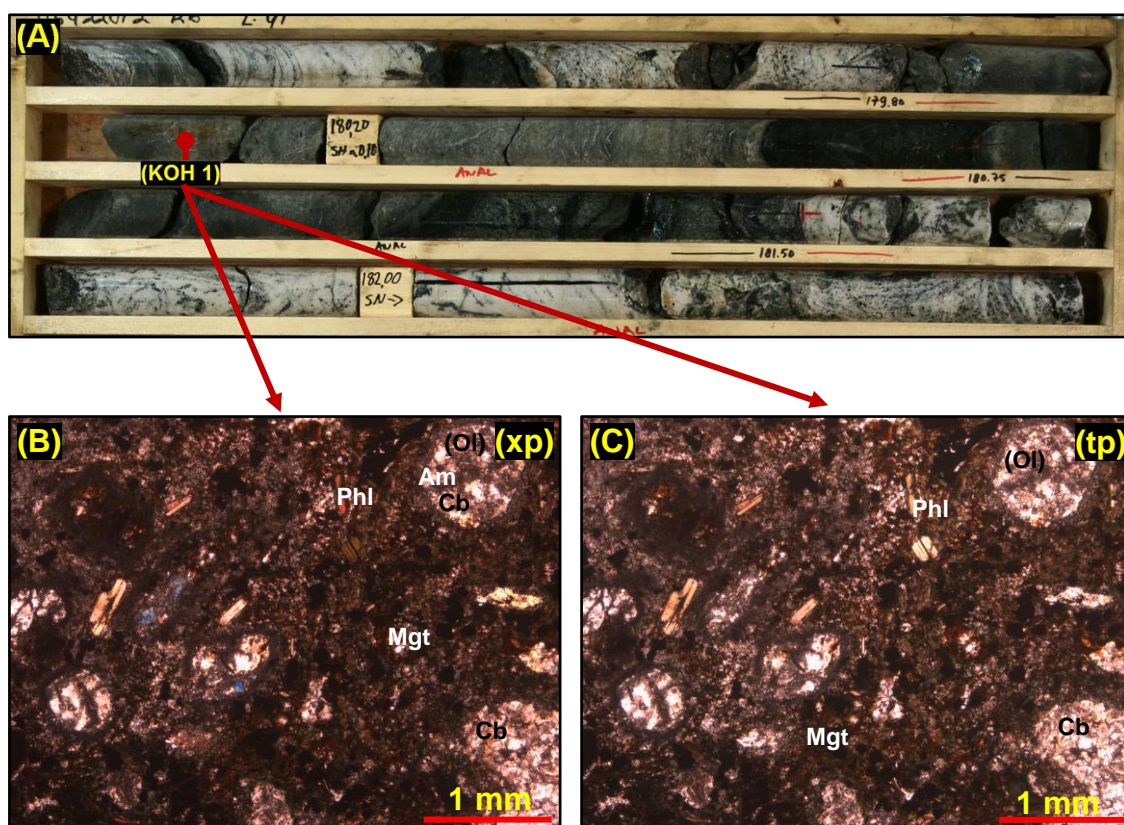
4.2. Metakarbonatiitit

Soklin Kauluksen metakarbonatiitteihin luokitellaan metafoskoriitit ja metasilikokarbonatiitit, jotka ovat Vartiaisen ja Woolleyn (1976) mukaan metasomatoituneita ja karbonaattiutuneita ultramafisia pyrokseeniitteja, oliviinipyrokseeniitteja ja duniitteja. Metafoskoriiteissa on karbonaatteja 2—40 % ja metasilikokarbonatiiteissa on karbonaatteja 50—70 % (Vartiainen 2001a). Metafoskoriittien ja lamprofyyrin erottaminen toisistaan on paikoitellen haastavaa niiden samankaltaisuuden takia ja siksi ne vaativat perehtymistä niiden tekstuuriin ja geokemiaan. Metafoskoriitteja edustavat tyyppinäytteet KOH 1—4 ja metasilikokarbonatiitteja edustavat tyyppinäytteet KOH 5—6. Metafoskoriitit ovat rajattuna sinisellä alueella ja metasilikokarbonatiitit ovat rajattuna vihreällä alueella $\text{SiO}_2\text{—MgO+Fe}_2\text{O}_3\text{+MnO—CO}_2$ -kolmiodiagrammissa (Kuva 25). Metafoskoriittien ja metasilikokarbonatiittien $\text{SiO}_2\text{—CO}_2\text{—MgO+Fe}_2\text{O}_3\text{+MnO}$ -pitoisuudet korreloivat katkoviivalla.



Kuva 25. Metakarbonatiittien metafoskoriitit ovat ympyröillä ja metasilikokarbonatiitit kolmiolla esitettynä $\text{SiO}_2\text{—MgO+Fe}_2\text{O}_3\text{+MnO—CO}_2$ -kolmiodiagrammissa. Metafoskoriittien tyyppinäytteet KOH 1—4 ja metasilikokarbonatiittien tyyppinäytteet KOH 5—6 on merkitty neliöllä. Kivilajien raja on vaihtuva.

Metafoskoriittien tyyppinäyte KOH 1 on kairasydämeistä U5422012 R6, analyysivälillä 179,80—180,75 metriä ja kohdasta 180,05 metriä (Kuva 26 (A)). Kairasydämen metafoskoriitti on ehjää, vihertävän tummaa ja homogeenistä. Se on vaaleiden ohuiden karbonatiittijuonien breksioimaa ja sen puolella välissä on tumma 15 cm paksu lamprofyrijuoni. Vaaleat karbonatiittijuonet leikkaavat duktiilideformoiden metafoskoriittia. Metafoskoriitin raitaisia riekaleita on sulkeumina karbonatiittijuonissa ja tummat lamprofyrijuonet leikkaavat metafoskoriitteja sekä karbonatiittijuonia. Metafoskoriitin perusmassa on suuntautumaton ja hieno—pienirakeista. Se koostuu amfibolista, flogopiitista, karbonaatista, apatiitista. Hajarakeina on pieni—keskirakeista uraliittiutunutta, > karbonaattiutunutta ja > flogopiittiutunutta oliviinia (Kuva 26 (B—C)). Metafoskoriitin päämineraaleina ovat 40 % hypidi-/idiomorfinen amfiboli, 40 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 10 % hypidi-/idiomorfista osittain riekaleinen magnetiitti, 5 % hypidimorfinen deformatunut flogopiitti. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidi-/idiomorfinen rikkikiisu ja hypidimorfinen kuparikiisu.

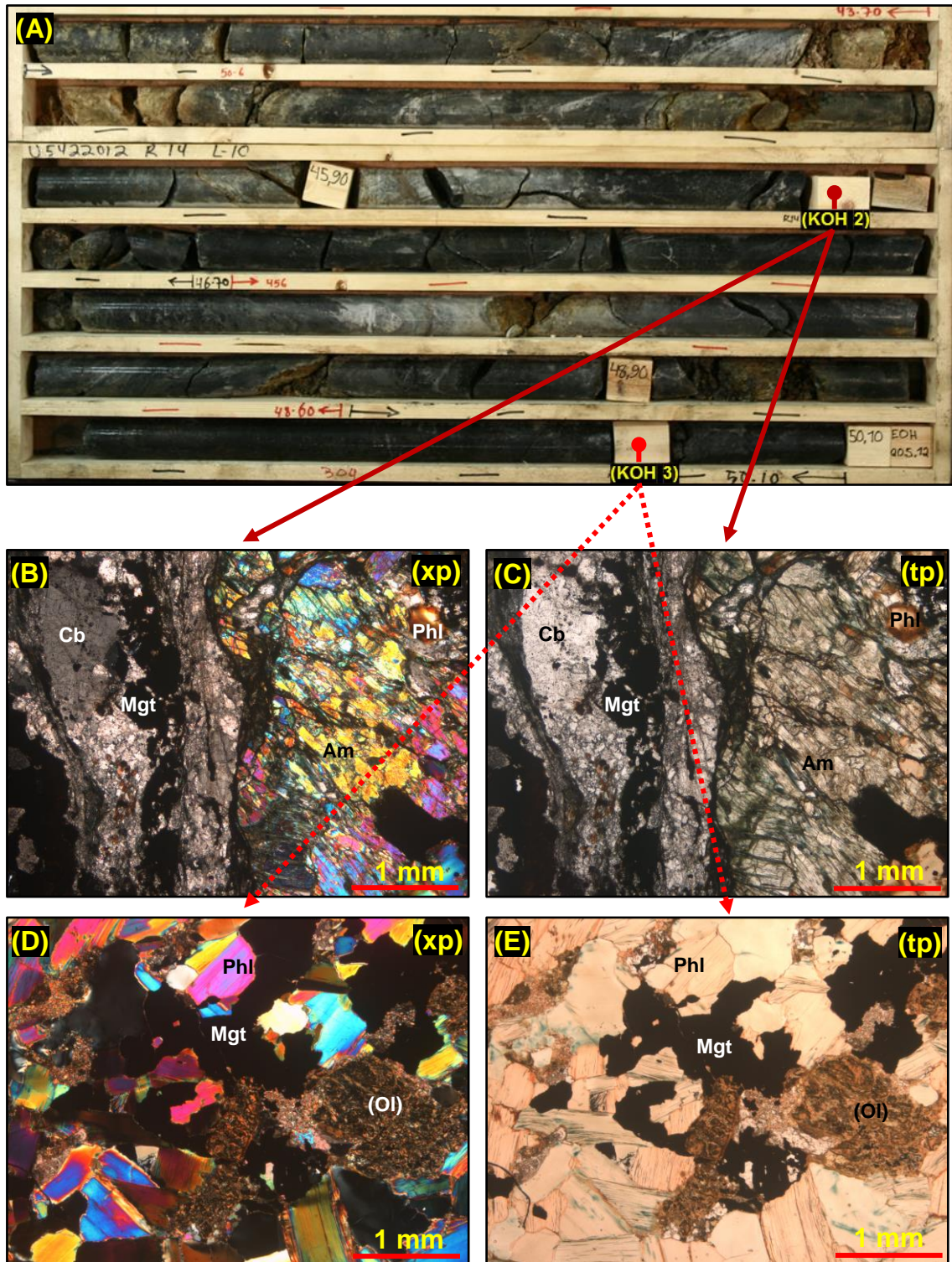


Kuva 26. Metafoskoriittia (A) kairasydämeissä U5422012 R6, analyysivälillä 179,80—180,75 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 1 on kohdasta 180,05 metriä. Ohuthie KOH 1 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Cb=karbonaatti, Phl=flogopiitti, Mgt=magnetiitti ja (Ol)=oliviinipseudomorfi. (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014 (kairasydän on kastelematon)).

Metafoskoriittien tyyppinäytteet KOH 2—3 ovat kairasydäimestä U5422013 R14, analyysiväleiltä 43,70—46,70 ja 48,60—50,10 metriä. Ohuthieet KOH 2—3 ovat kohdista 46,55 ja 49,95 metriä (Kuva 27 (A)). Kairasydämen metafoskoriitti on homogeenistä, tummaa ja murtunutta, jossa on osittain rapautuneita ruskeita sekä ehjiä vaaleita karbonatiittijuonia. Ensimmäisessä analyysivälissä on metafoskoriittia, raitaista metasilikokarbonatiittia ja breksioivia karbonatiittijuonia. Jälkimmäisessä analyysivälissä metafoskoriitti on lähes puhdas muista kivilajeista, ja siinä on vain yksi ruskea karbonatiittijuoni kohdassa 49,00—49—10 metriä. Tyyppinäytteet kuvaavat, kuinka metasomatoosiaste voi muuttua lyhyellä välillä, kun metafoskoriitin amfibolit (KOH 2) flogopiittiutuvat täysin flogopiittikiveksi (KOH 3) muutaman metrin sisällä. Flogopiittikivet ovat kaliummetasomatoituneita, jotka edustavat Vartiaisen ja Woolleyn (1976) mukaan alkalimetasomatoitumisprosessin viimeistä vaihetta.

Metafoskoriitin (KOH 2) perusmassa on suuntautunutta ja hieno—pienirakeista, ja se koostuu amfibolista ja flogopiitista, joita breksioivat magnetiittikarbonatiittijuoni (Kuva 27 (B—C)). Metafoskoriitin amfibolit ovat alkaneet flogopiittiutua metasomatoosin vaikutuksesta. Magnetiitit ovat kumuloituneet jonoon karbonatiittijuonen keskelle magmaattisen virtauksen vaikutuksesta. Ohuthiessä magnetiittikarbonaattijuonen ja metafoskoriitin kontakti on vaihtuva. Metafoskoriitin päämineraaleina ovat 40 % hypidi-/idiomorfinen amfiboli, 30 % hypidi-/idiomorfinen flogopiitti, 15 % hypidi-/idiomorfinen magnetiitti, jossa on paikoittain ilmeniittisuotautumia ja 15 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti. Aksessorisina mineraaleina ovat apatiitti ja rikkikiisu. Mineralogisten analyysituloksien mukaan metafoskoriitissa KOH 2 on flogopiittia ja rihteriittä (Al Ani ja Sarapää 2013).

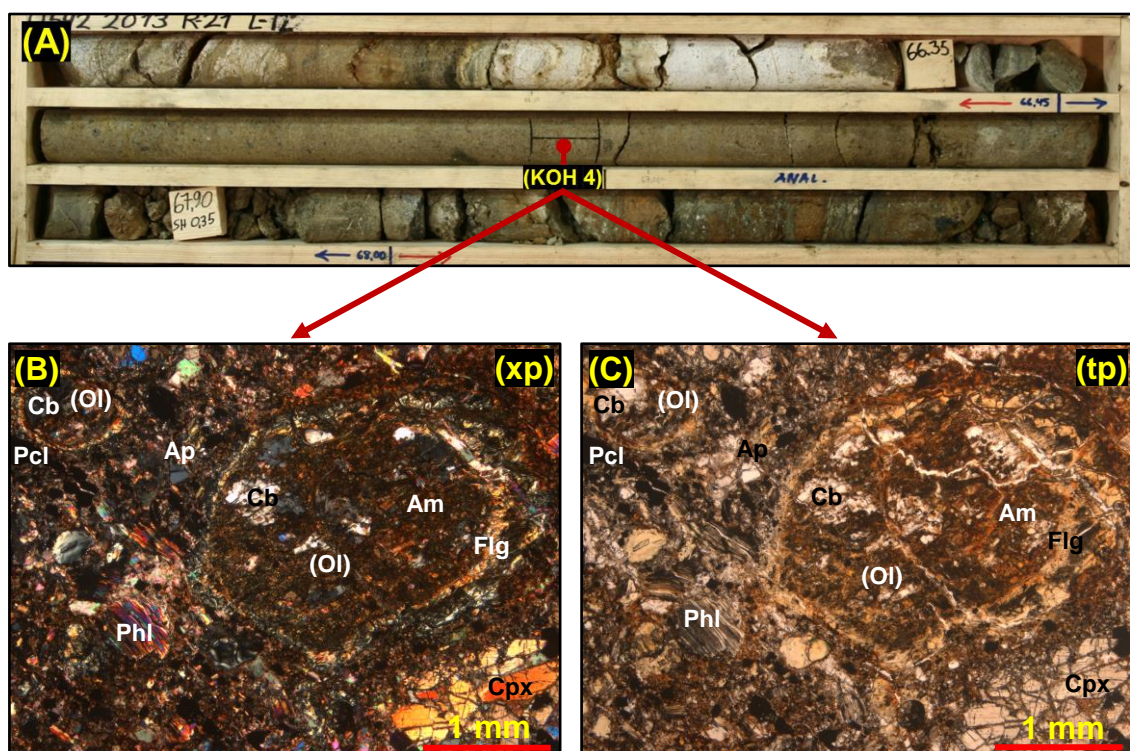
Metafoskoriitin flogopiittikiven (KOH 3) perusmassa on pieni—keskirakeista, ja se koostuu flogopiitista, magnetiitista ja oliviinipseudomorfista, götiitistä, amfibolista ja iddingsiitistä (Kuva 27 (D—E)). Päämineraaleina ovat 80 % hypidi-/idiomorfinen flogopiitti, 10 % hypidi-/idiomorfinen repaleinen magnetiitti, 5 % iddingsiitti/götiitti ja 5 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidi-/idiomorfinen rikkikiisu, hypidi-/idiomorfinen osittain iddingsiittiytynyt oliviini ja kuituinen amfiboli. Mineralogisten analyysien mukaan metafoskoriitissa (KOH 3) on flogopiittia ja Fe-kloriittia (Al Ani ja Sarapää 2013).



Kuva 27. Metafoskoriittia ja flogopiittikiveä (A) kairasydämessä U5422013 R14, analyysiväleiltä 43,70—46,70, 48,60—50,10 metriä ja niiden (B—E) ohuthieet KOH 2—3 ovat kohdista 46,55 ja 49,95 metriä. Ohuthieet KOH 2—3 ovat kuvissa (B, D) ristipolaroidussa (xp) ja (C, E) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Am=amfiboli, Cb=karbonaatti, Mgt=magnetiitti, (Ol)=oliivinipseudomorfi ja Phl=flogopiitti (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—E) Juuso Pynttari 2014).

Metafoskoriittien tyyppinäyte KOH 4 on kairasydämessä U5422013 R21, analyysiväliltä 66,45—68,00 metriä ja sen ohuthie KOH 4 on kohdasta 66,93 metriä

(Kuva 28 (A)). Kairasydämen metafoskoriitti on väriltään tummanruskeaa ja siinä on mustia oliviinipseudomorfihajarakeita. Kivi on kohtalaisen rikkoutumatonta, homogeenistä ja hieman raitaista. Alussa on vaaleiden karbonatiittijuonien breksioimaa metafoskoriittia, joka on paikoin muuttunut raitaiseksi metasilikokarbonatiitiksi. Metafoskoriitin perusmassa on heterogeenistä ja pieni—karkearakeista, jossa on oliviinipseudomorfihajarakeita. Perusmassa koostuu flogopiitista, klinopyrokseenista, pyrokloorista, karbonaattista ja apatiitista (Kuva 28 (B—C)). Päämineraaleina ovat 50 % hypidi-/idiomorfinen vyöhykkeellinen oliviini, jossa on forsteriittia, iddingsiittia sekä serpentiiniä, 20 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 15 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut flogopiitti, 10 % hypidi-/idiomorfinen klinopyrokseeni (diopsidia), 3 % hypidi-/idiomorfinen murtunut pyrokloori ja 2 % hypidi-/idiomorfinen osittain pyöristynyt murtunut apatiitti. Heijastetussa valossa tarkasteltuna pyrokloorin sinertävät/harmaat kohdat ovat isotrooppisia tasopolaroidussa valossa ja heijastetussa valossa olevat punertavan harmaat suotautumakohdat ovat tasopolaroidussa valossa anisotrooppisia ja punaisia.



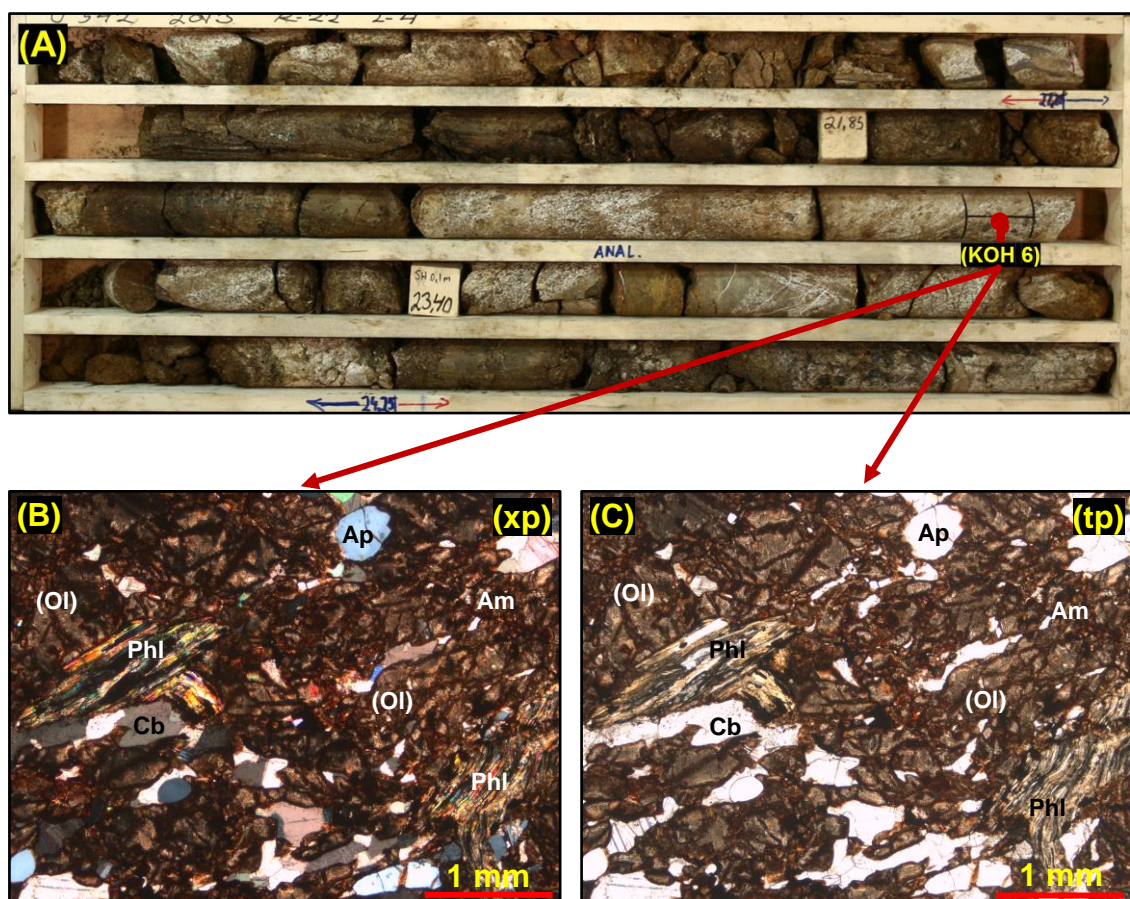
Kuva 28. Metafoskoriittia (A) kairasydämessä U5422013 R21, analyysiväliltä 66,45—68,00 metriä ja sen (B—C) ohutlehti KOH 4 on kohdasta 66,93 metriä. Ohutlehti KOH 4 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraliyllyhenteet ovat: Ap=apatiitti Cb=karbonaatti, Cpx=klinopyrokseeni, Pcl=pyrokloori, Phl=flogopiitti ja (Ol)=oliviinipseudomorfi. (kuvat: (A) GTK 2013 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014 (kairasydän on kastelematon)).

Metasilikokarbonatiittien tyyppinäyte KOH 5 on kairasydäimestä U5422013 R19, analyysiväliltä 74,55—77,95 metriä ja kohdasta 76,15 metriä (Kuva 29 (A)). Kairasydämen metasilikokarbonatiitti on heterogeenistä, raitaista, breksioitunutta kohtalaisen rikkoutumatonta, rapautumatonta ja väriltään sinertävän, vihertävän, ruskean kirjava. Metasilikokarbonatiitti on muodostunut, kun vaaleat ja ruskehtavat karbonatiittijuonet ovat tunkeutuneet ja breksioineet mafista primäärikiveä. Metasilikokarbonatiitin perusmassa on hieman suuntautunutta ja pienirakeista, ja se koostuu apatiitista karbonaatista, flogopiitista sekä amfibolista (Kuva 29 (B—C)). Päämineraaleina ovat 80 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 3 % hypidi-/idiomorfinen särkynyt pyörästynyt apatiitti, 4 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut flogopiitti ja 3 % hypidi-/idiomorfinen flogopiittiutunut amfiboli. Aksessorisina mineraaleina ovat uraliittiutunut klinopyrokseeni ja kiisut.



Kuva 29. Metasilikokarbonatiittia kairasydäimessä U5422013 R19, analyysiväliltä 74,55—77,95 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 5 on kohdasta 76,15 metriä. Ohuthie KOH 5 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ap=apatiitti, Am=amfiboli, Cb=karbonaatti, Cpx=klinopyrokseeni ja Phl=flogopiitti (kuvat: (A) GTK 2013 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

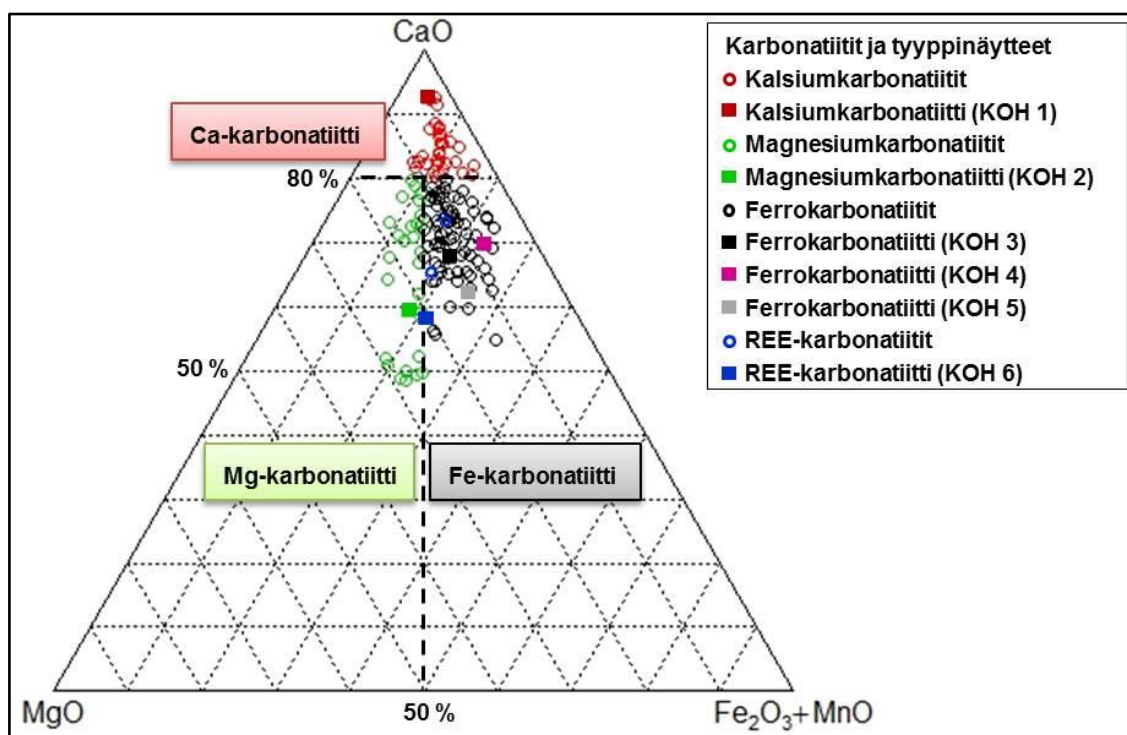
Metasilikokarbonatiittien tyyppinäyte KOH 6 on kairasydäimestä U5422013 R22, analyysiväliltä 21,25—24,25 metriä ja kohdasta 22,95 metriä (Kuva 30 (A)). Kairasydämen metasilikokarbonatiitti on heterogeenistä, rikkoutunutta, raitaista, rapautunutta ja väiltään ruskean vaalean kirjava, jota breksioivat vaaleat ja ruskehtavat karbonatiittijuonet. Metasilikokarbonatiitin perusmassa on suuntautunutta ja pieni—keskirakeista, ja se koostuu oliviinipseudomorfiista, karbonaatista, apatiitista, flogopiitista sekä magnetiitista (Kuva 30 (B—C)). Päämineraaleina ovat 50 % kseno-/hypidimorfinen vyöhykkeellinen oliviinipseudomorfi, jossa on sulkeumana iddingsiittiä, karbonaattia, götiittiä ja amfibolia (richteriittiä), 40 % idiomorfinen karbonaatti, 2,5 % hypidi-/idiomorfinen murtunut pyöristynyt apatiitti, 2,5 % hypidimorfista hieman suuntautunut deformatunut flogopiitti. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidimorfinen murtunut magnetiitti ja hypidi-/idiomorfinen murtunut pyrokloori.



Kuva 30. Metasilikokarbonatiittia kairasydäimestä U5422013 R22, analyysivälillä 21,25—24,25 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 6 on kohdasta 22,95 metriä. Ohuthie KOH 6 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ap=apatiitti, Cb=karbonaatti, Cpx=klinopyrokseeni, Phl=flogopiitti ja (Ol)=oliviinipseudomorfi (kuvat: (A) GTK 2013 ja (B—C) Juuso Pyyntäri 2014 (kairasydän on kastelematon)).

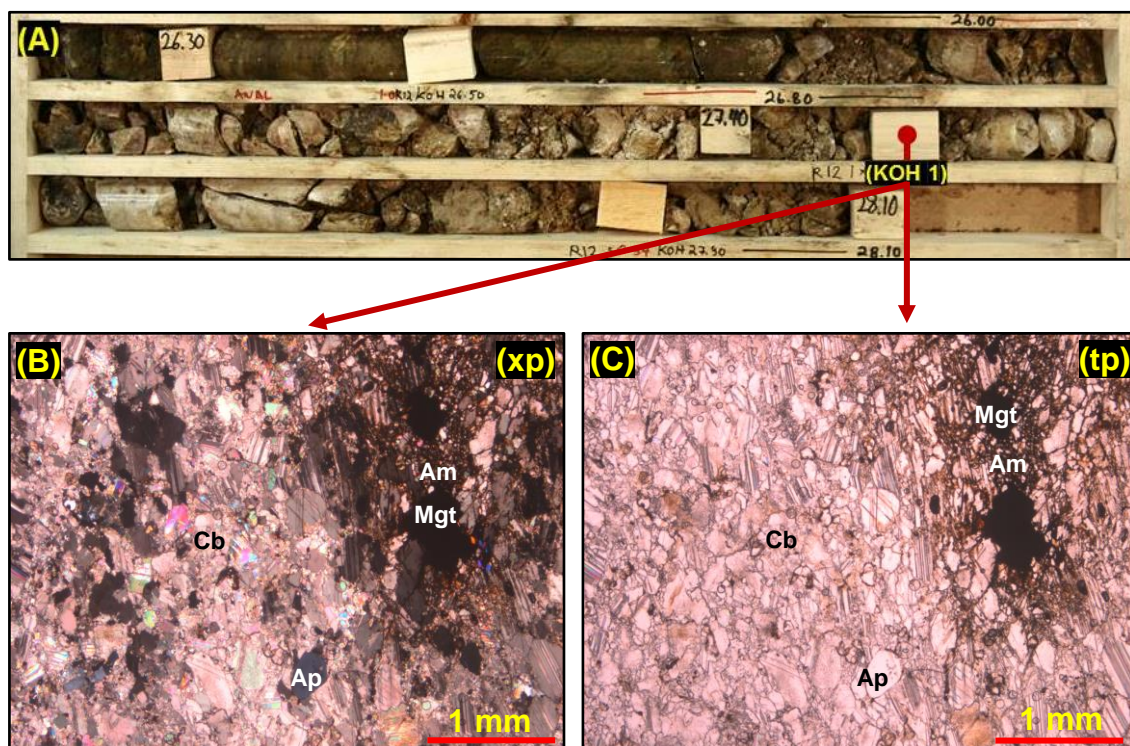
4.3. Karbonatiitit

Soklin Kauluksella pää- ja hivenalkuainepitoisuuksien avulla voidaan erottaa neljä toisistaan poikkeavaa karbonatiittia. Karbonatiitit on jaettu kolmiodiagrammissa kalsium-, magnesium- ja ferrokarbonatiitteihin, joiden ohuthielliset tyyppinäytteet KOH 1—6 on merkitty erivärisillä neliöillä Kuvaan 31. Kalsiumkarbonatiitit ovat kolmiodiagrammin huipulla, josta ne vaihtuvat alaspäin magnesium- ja ferrokarbonatiitiksi. Magnesiumkarbonatiitit muodostavat kolmiodiagrammissa kaksi keskittymää kalsium- ja ferrokarbonatiittien kenttärajojen lähelle. Kolmiodiagrammissa ferrokarbonatiitit ja magnesiumkarbonatiitit muodostavat kalsiumkarbonatiittia kohti metasomaattisia trendejä. Neljä ferrokarbonatiittia on selvästi keskittymän ulkopuolella, kuten tyyppinäyte KOH 1 (Kuva 31). Kolme analysoitua REE-karbonatiittia esiintyvät ferrokarbonatiittien kentässä osittain niiden suuren mangaanipitoisuuden takia. Löydetyistä REE-karbonatiiteista kaksi kolmasosaa sisältää hieman enemmän magnesiumia kuin rautaa.



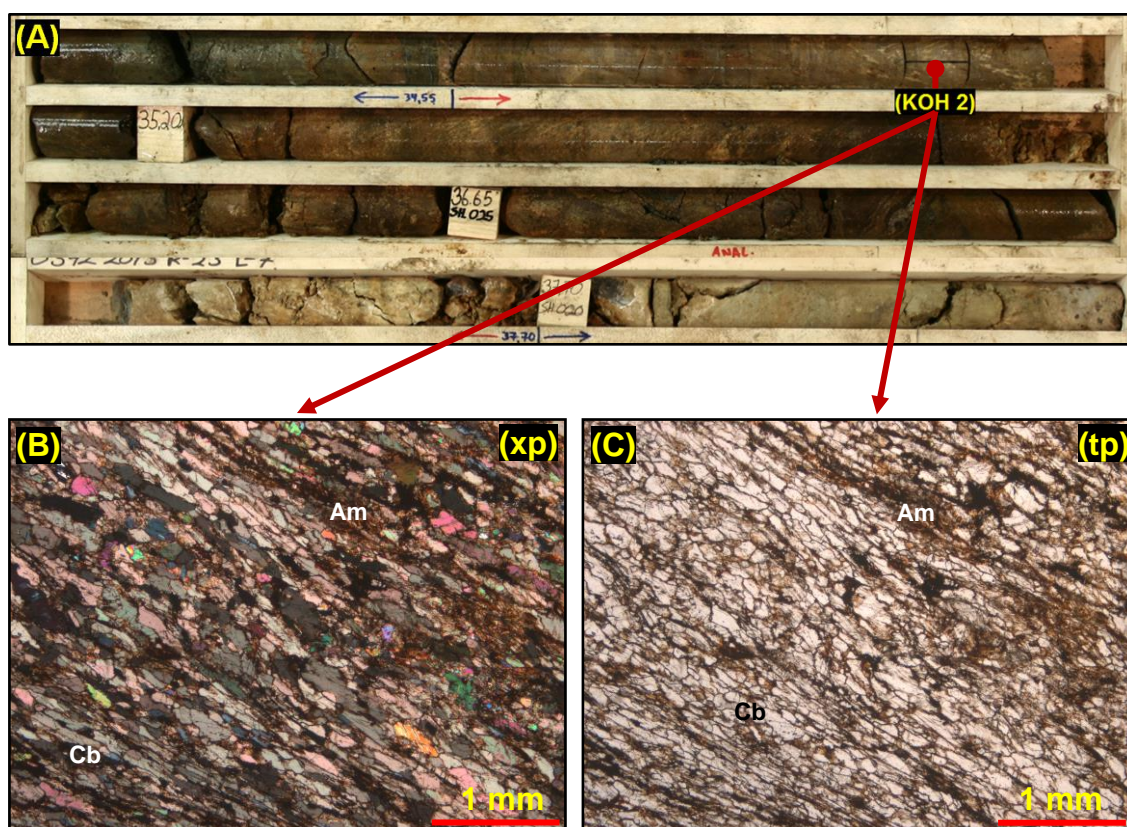
Kuva 31. Karbonatiittiryhmään kuuluvat kalsiumkarbonatiitti, magnesiumkarbonatiitti ja ferrokarbonatiitti (Woolley ja Kempe 1989). Tyyppinäytteiden KOH 1—6 ohuthiheet on merkitty kuudella erivärisillä neliöillä.

Kalsiumkarbonaatiiteissa on vähintään 80 % kalsiumia suhteessa karbonaatiittien päätejäseniin magnesiumiin, totaalirautaan + mangaaniin ja natriumiin (Woolley and Kempe 1989). Kalsiumkarbonaatiittien tyyppinäyte KOH 1 on kairasydäimestä U5422012 R12 analyysiväliltä 26,80—28,10 metriä ja kohdasta 27,50 metriä. Kairasydämen kalsiumkarbonaatiitti on rapautunutta, rikkonaista ja väriltään vaalean harmaata sekä ruskehtavan harmaata rapautuneista kohdista (Kuva 32 (A)). Lamprofyyrin ja kalsiumkarbonaatiitin terävä kontakti on kohdassa 26,80 metriä. Tyyppinäytteen KOH 1 perusmassa on suuntautunutta ja hieno—pienirakeista, ja se kostuu karbonaatista sekä apatiitista (Kuva 32 (B—C)). Päämineraaleina ovat 98 % idiomorfinen kaksostunut karbonaatti ja 2 % hypidimorfinen pyöristynyt apatiitti. Aksessorisina mineraaleina ovat hieno—pienirakeinen hypidi-/idiomorfinen magnetiitti, hienorakeinen hypidi-/idiomorfinen amfiboli ja hypidimorfinen deformatunut pyrokloori. Mineralogisten analyysituloksien mukaan päämineraaleina ovat 84,0 % kalsiitti, 3,8 % dolomiitti, 2,5 % apatiitti, 2,0 % kummingtoniitti, 1,2 %, biotiitti ja 1,1 % gedriitti (Al Ani ja Sarapää 2013). Aksessorisina mineraaleina ovat magnetiitti, götiitti, hydrobiotiitti ja ankyliitti.



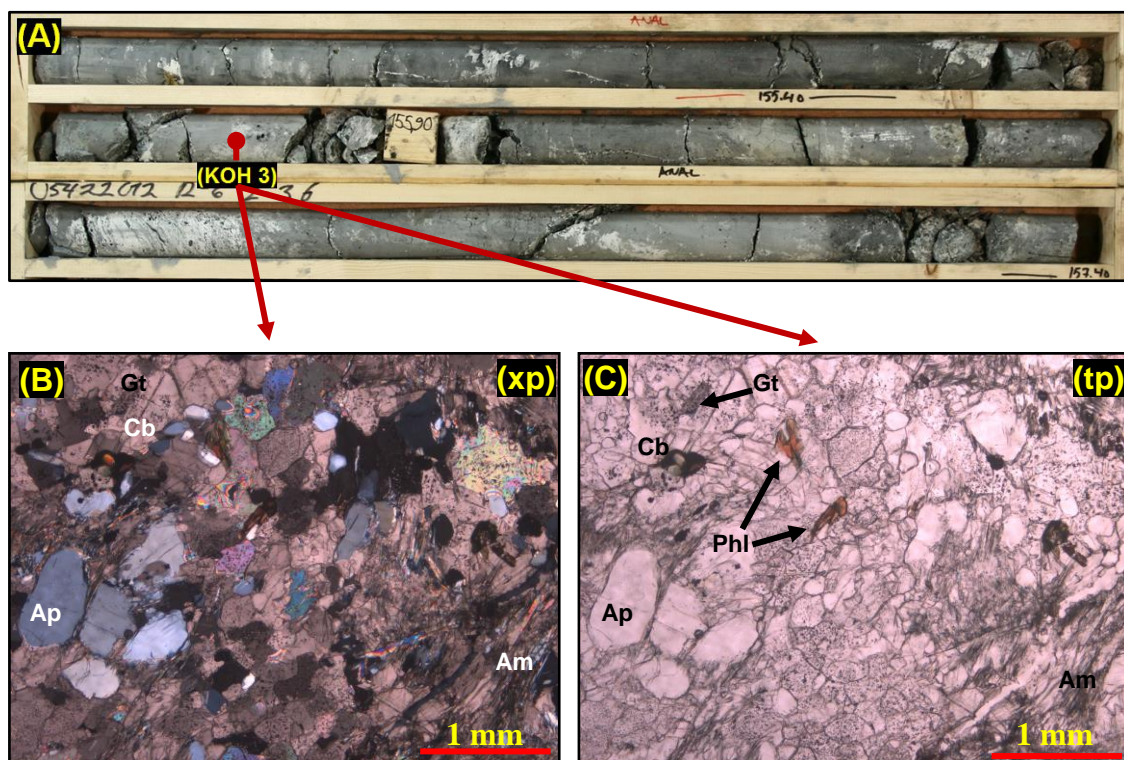
Kuva 32. Kalsiumkarbonaatiittia (A) kairasydäimestä U5422012R12, analyysivälillä 26,80—28,10 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 1 on kohdasta 27,50 metriä. Ohuthie KOH 1 on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Am=amfiboli, Ap=apatiitti, Cb=karbonaatti ja Mgt=magnetiitti (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

Magnesiumkarbonaatiiteissa on yli 50 % magnesiumia suhteessa karbonaattien päätejäseniin kalsiumiin, totaalirautaan + mangaaniin ja natriumiin (Woolley and Kempe 1989). Magnesiumkarbonaattien tyyppinäyte KOH 2 on kairasydämeestä U5422013 R23, analyysiväliltä 34,55—37,70 metriä ja kohdasta 35,00 metriä (Kuva 33 (A)). Magnesiumkarbonaatti on heterogeenistä, raitaista, hieman rapautunutta ja väriltään se on ruskeaa ja vaaleanruskeaa. Tyyppinäytteen KOH 2 perusmassa on suuntautunutta ja hieno—pienirakeista, ja se koostuu karbonaatista sekä apatiitista (Kuva 33 (B—C)). Magnesiumkarbonaattia leikkaa nuorempi karbonaattijuoni ja sitä breksioivat tektoniset hiertopinnat. Päämineraaleina ovat 99 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti ja 1 % hypidimorfinen särkynyt deformatunut pyöristynyt apatiitti. Aksessorisina mineraaleina ovat mahdollisesti hypidimorfinen sinertävän harmaa perovskiitti ja sen suotautumana on pyroklooria sekä ruskeaa götiittiä.



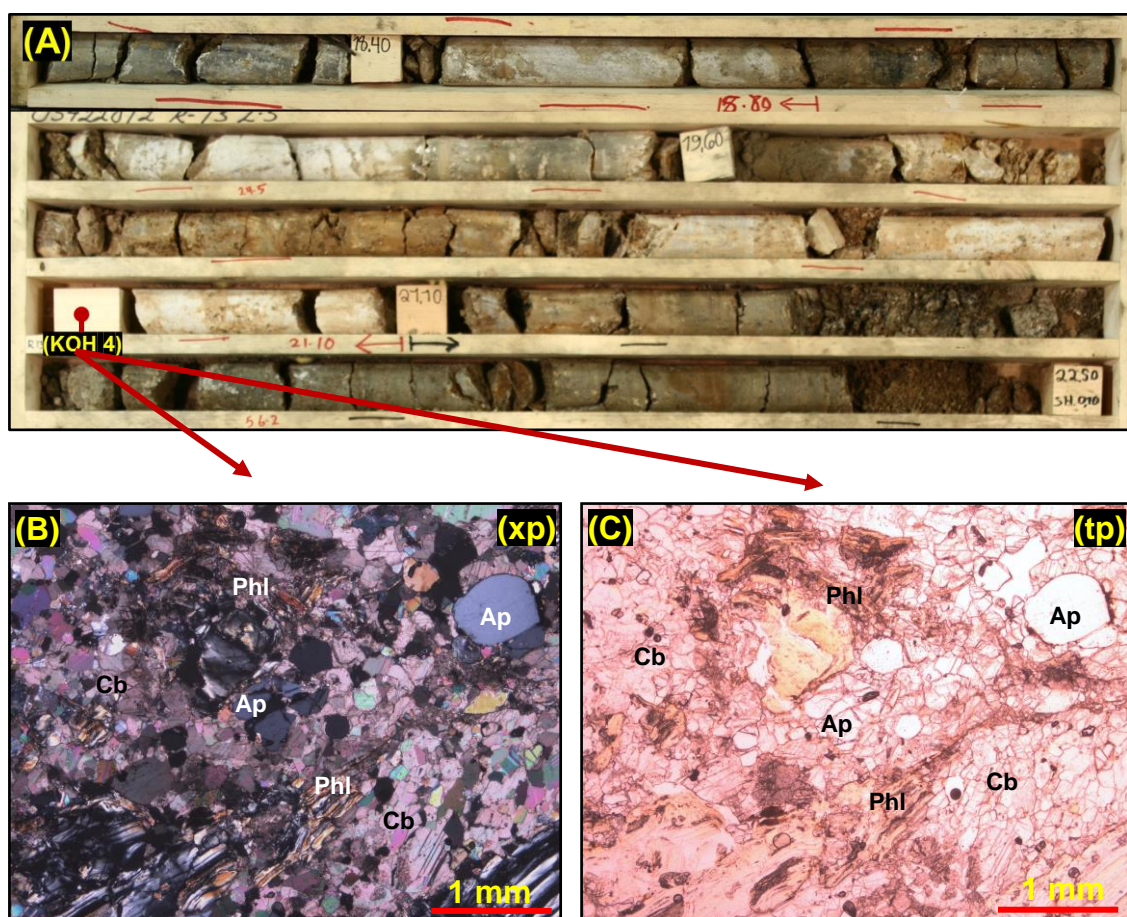
Kuva 33. Magnesiumkarbonaattia (A) kairasydämeessä U5422013 R23, analyysivälillä 34,55—37,70 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 2 on kohdasta 35,00 metriä. Ohuthie on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Am=amfiboli ja Cb=karbonaatti (kuvat: (A) GTK 2013 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

Ferrokarbonatiiteissa on yli 50 % rautaa + mangaania suhteessa karbonatiittien päätejäseniin kalsiumiin, magnesiumiin ja natriumiin (Woolley and Kempe 1989). Ferrokarbonatiittien tyyppinäyte KOH 3 on kairasydäimestä U5442012 R6, analyysiväliltä 155,40—157,40 metriä ja kohdasta 155,85 metriä (Kuva 34 (A)). Kairasydämen ferrokarbonatiitti on homogeenistä, raitaista, murtunutta ja rapautumatonta. Väriltään se on valkoinen, ja sitä peittää kairauksen yhteydessä syntynyt harmaa hienojakoinen soija. Kairasydämessä KOH 3 merkin alla on näkyvissä raitaista vaaleaa ferrokarbonatiittia, jossa on tummia magnetiittihajaraakeita. Ferrokarbonatiitin (KOH 3) perusmassa on suuntautunutta ja pieni—keskirakeista, ja se koostuu karbonaattista, apatiitista, amfibolista sekä magnetiitista (Kuva 34 (B—C)). Karbonaattien päällä on usein sekundääristä götiittiä. Päämineraaleina ovat 85 % hypidi-/idiomorfinen suuntautunut karbonaatti, 5 % hypidi-/idiomorfinen hematiittipitoinen magnetiitti, 5 % hypidi-/idiomorfinen amfiboli (tremoliittia), 3 % hypidi-/idiomorfinen osittain pyöristynyt apatiitti ja 2 % hypidimorfinen pyöristynyt flogopiitti. Aksessorisina mineraaleina ovat götiitti ja rikkikiisupirote, joka esiintyy usein magnetiitin reunoilla.



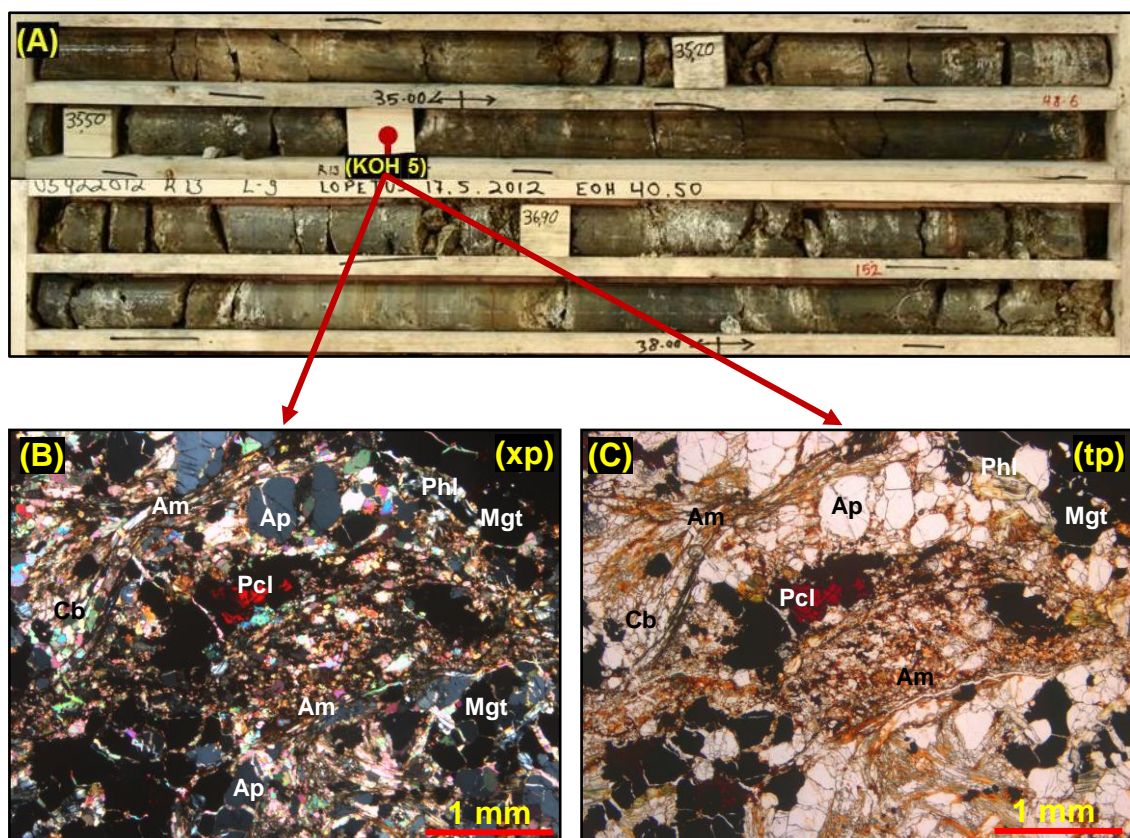
Kuva 34. Ferrokarbonatiittia (A) kairasydämessä U5442012 R6 analyysivälillä 155,40—157,40 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 3 on kohdasta 155,85 metriä. Ohuthie on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ap=apatiitti, Am=amfiboli, Cb=karbonaatti, Gt=götiitti ja Flg=flogopiitti (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—E) Juuso Pynttari 2014).

Ferrokarbonatiittien tyyppinäyte KOH 4 on kairasydäimestä U5442012 R13, analyysiväliltä 18,80—21,10 ja kohdasta 20,85 metriä (Kuva 35(A)). Kyseisen analyysivälin ensimmäiset 30 cm ovat metasilikokarbonatiittia, joka ei vaikuta merkittävästi ferrokarbonatiitin geokemiaan. Kairasydämen ferrokarbonatiitti on heterogeenistä, rikkonaista ja rapautunutta. Ferrokarbonatiitin rapautumattomat kohdat ovat vaaleita ja rapautuneet kohdat ovat ruskeita. Ferrokarbonatiitti (KOH 4) perusmassa on suuntautunutta ja hieno—keskirakeista, ja se koostuu karbonaattista, flogopiitista, apatiitista sekä amfibolista. (Kuva 35 (B—C)). Päämineraaleina ovat 94 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 4 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut flogopiitti ja 2 % hypidi-/idiomorfinen pyörästynyt apatiitti. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidi-/idiomorfinen amfiboli (aktinoliittia) ja hypidimorfinen pyrokloori. Ohuthiessä ei esiinny magnetiittia, jonka puuttuminen ferrokarbonatiitista on poikkeuksellista.



Kuva 35. Ferrokarbonatiittia (A) kairasydäimessä U5442012 R13, analyysivälillä 18,80—21,10 metriä ja jonka (B—C) ohuthie KOH 4 on kohdasta 20,85 metriä. Ohuthie on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ap=apatiitti, Cb=karbonaatti ja Phl=flogopiitti (Kairasydän on kuivana) (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014 (kairasydän on kastelematon)).

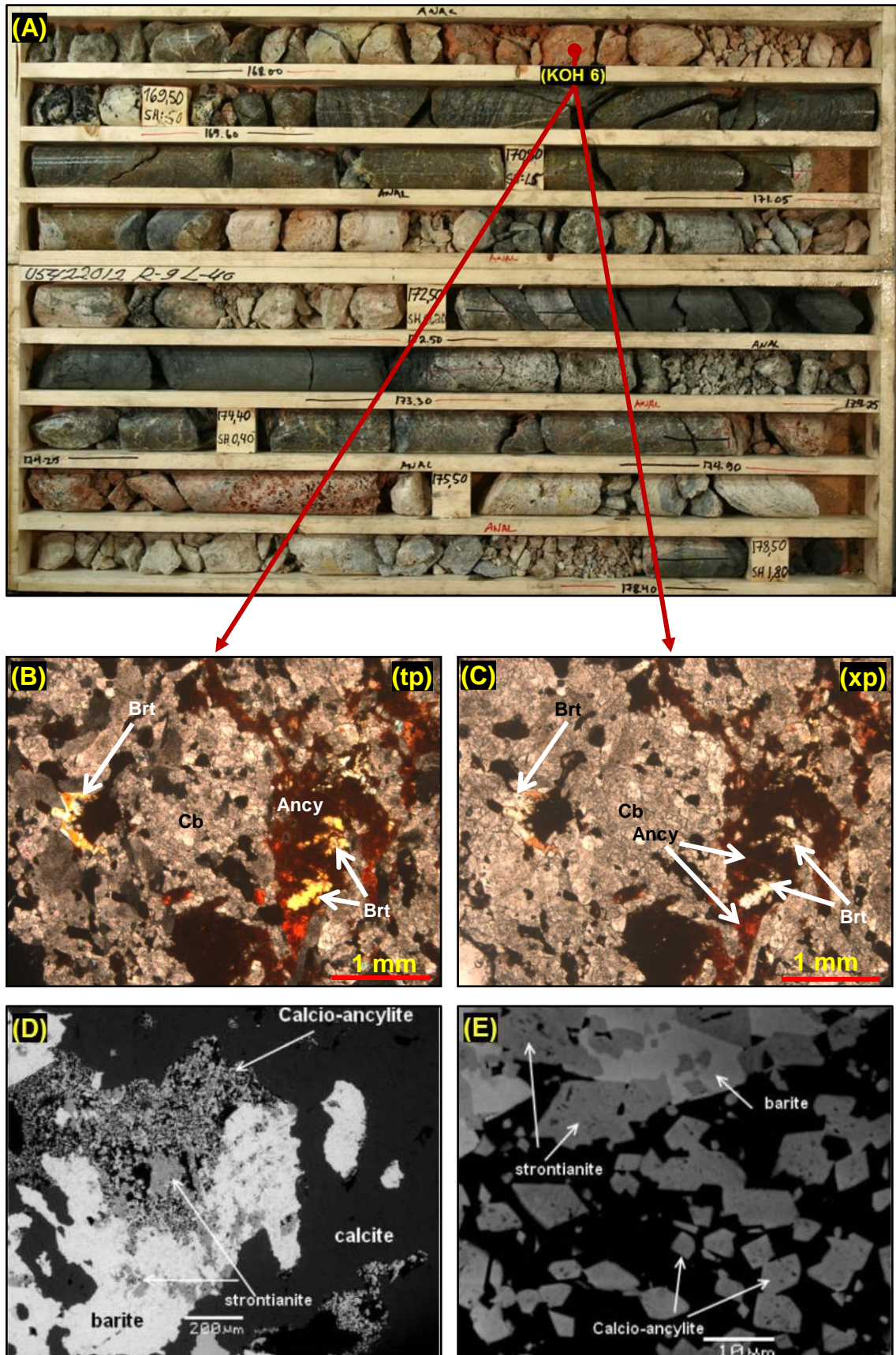
Ferrokarbonatiitti tyyppinäyte KOH 5 on kairasydäimestä U5422012 R13, analyysivälillä 35,00—38,00 analyysivälillä 35,00—38,00 ja kohdasta 37,75 metriä (Kuva 36 (A)). Kairasydäimen ferrokarbonatiitti on heterogeenistä, rikkonaista ja osittain rapautunutta. Väriltään se on vaaleaa, jota peittää kairauksessa syntynyt hienorakeinen harmaa, ruskea ja musta soija. Ferrokarbonatiitin tyyppinäytteen (KOH 5) perusmassa on pääosin suuntautunutta ja pieni—keskirakeista, ja se koostuu karbonaattista, apatiitista, amfibolista sekä flogopiitista (Kuva 36 (B—C)). Kohdasta (KOH 5) 35,75 m on teetetty 3 ohuthietä, joiden mineraalikoostumukset ovat samat, mutta niiden mineraalisuhteet poikkeavat toisistaan merkittävästi. Ferrokarbonatiitin päämineraaleina ovat 25—95 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 2,5—30 % hypidi-/idiomorfinen särkynyt pyörästynyt apatiitti, 0—25 % hypidi-/idiomorfinen kuituinen amfiboli, 2,5—15 % hypidi-/idiomorfinen flogopiitti ja 5 % hypidimorfinen magnetiitti (Kuva 36 (B—C)). Aksessorisina mineraaleina ovat hypidi-/idiomorfinen pyrokloori, perovskiitti (Al Ani ja Sarapää 2013), rikkikiisu ja magneettikiisu.



Kuva 36. Ferrokarbonatiittia (A) kairasydäimestä U5422012 R13 analyysivälillä 35,00—38,00 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 5 on kohdasta 35,75 metriä. Ohuthie on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Ap=apatiitti, Am=amfiboli, Cb=karbonaatti ja Pcl=pyrokloori (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

Flogopiitit ja amfibolit kaartuvat taipuen magnetiittien, perovskiittien ja pyrokloorien välissä Kuvassa 36 (C). Keskirakeiset harmaat apatiitit Kuvassa 36 (B) ovat pyöristyneitä ja breksioituneita hiertopintojen takia. Pyrokloorit esiintyvät usein aktinoliittien kontaktissa ja niissä on toisinaan rikkikiisua.

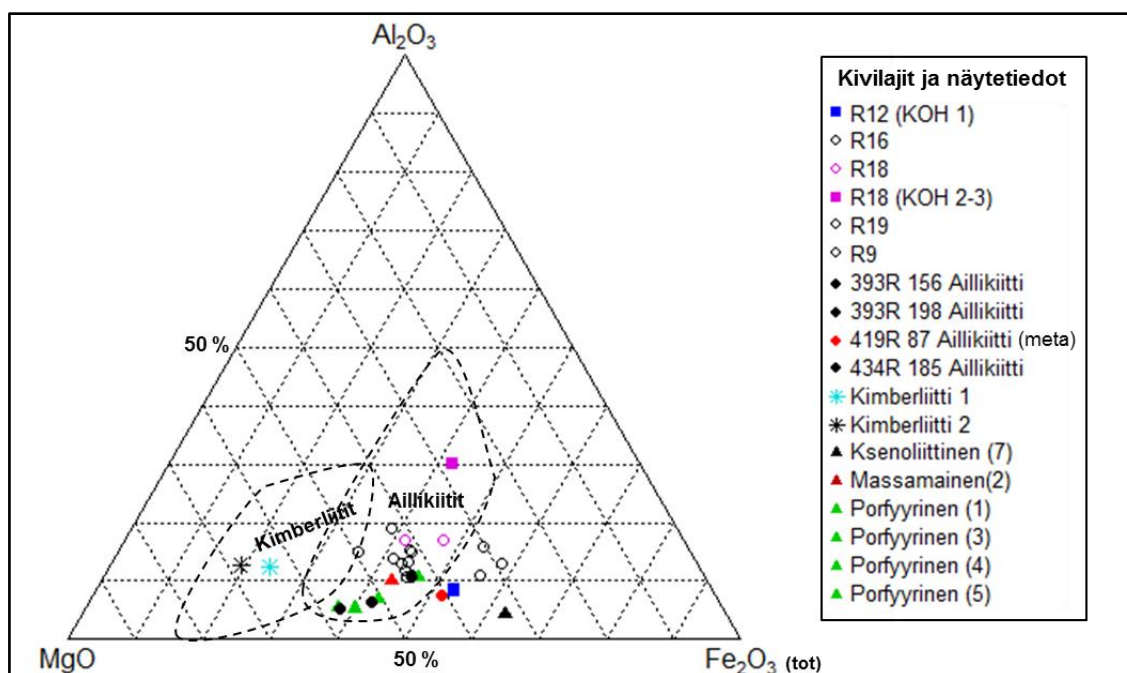
Jonesin et al. (2013) mukaan REE-karbonatiitiksi tulisi luokitella karbonatiitit, joissa on vähintään 1 painoprosenttia harvinaisia maametalreja oksideina (REO). REE-karbonatiitteja on kairasydämessä U5422012 R9 kolmella analyysivälillä, jotka ovat 168,00—169,60, 173,30—174,25 ja 174,90—178,40 metriä (Kuva 37 (A)). REE-karbonatiittien tyyppinäyte KOH 6 on kairasydäimestä U5422013 R9, analyysiväliltä 168,00—169,60 metriä ja kohdasta 168,35 metriä (Kuva 37 (A)). Kairasydämen osittain rikkoutuneissa REE-karbonatiiteissa on paikoitellen rakkulaisia onteloita. Väriltään REE-karbonatiitit ovat harmaita tai oranssin harmaita. Ne saavat värinsä harmaasta karbonaatista ja ankyliitit antavat oranssin värin. REE-karbonatiittien kontakti tummiin sivukiven feniitteihin on terävä ja alle metrin paksu tumma lamprofyyrijuoni leikkaa terävästi REE-karbonatiitteja kohdissa 172,50 ja 173,30 metriä. Kairasydämen analyysiväliä 171,05—172,50 metriä käsitellään ferrokarbonatiittina, mutta se on todennäköisesti REE-karbonatiittia, jonka geokemiaa muuttavat pienet tummat lamprofyyrijuonet (Kuva 37 (A)) pienentäen sen REE-pitoisuuden 0,6 %. REE-karbonatiitin (KOH 6) perusmassa on hieno—pienirakeista ja suuntautunutta, ja se koostuu karbonaatista, ankyliitista sekä baryytista (Kuva 37 (B—C)). Päämineraaleina ovat 80 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 18 % ankyliitti > baryytti ja 2 % idiomorfinen rikkikiisu. Aksessorisena mineraaleina ovat hypidi-/idiomorfinen magnetiitti, jossa on toisinaan sulkeumana rikkikiisupiroetta. Al Anin ja Sarapään (2013) mineralogisten analyysituloksien mukaan REE-karbonatiitissa (KOH 6) on kalsiumankyliittia $((\text{Ca},\text{Sr})(\text{Ce},\text{La})_3(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_3\cdot\text{H}_2\text{O})$, baryyttia (BaSO_4) ja strontianiittia (SrCO_3) (Kuva 37 (D—E)). Strontianiitin hienorakeisen kiderakenteen voi erottaa vain BSE-kuvien avulla.



Kuva 37. REE-karbonaattiita kairasydämessä U5442012 R9, analysivälillä 168,00—169,60 metriä ja sen (B—C) ohuthie KOH 6 on kohdasta 168,35 metriä. Mineraalilyhenteet ovat: Ancy=ankyliitti (*calcio-ancylite*), Brt=baryytti (*barite*), Cb=karbonaatti (*calcite*) ja strontianiitti (*strontianite*) (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014 ja (D—E) BSE-kuvat (mukailen Al Ani ja Sarapää 2013)).

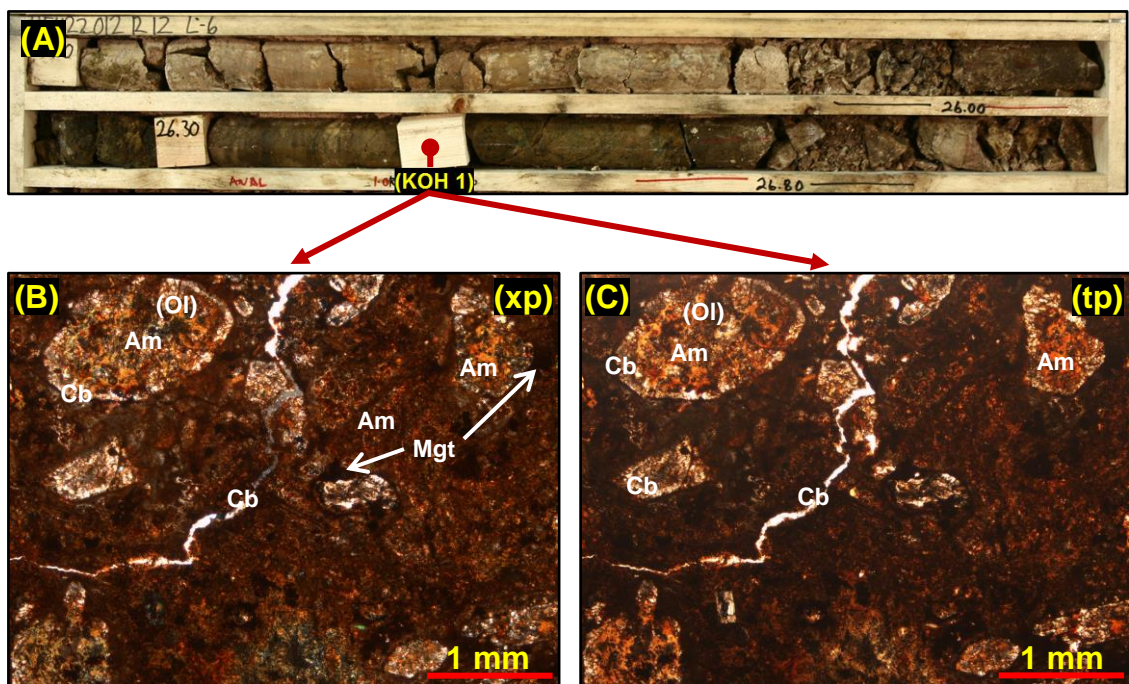
4.4. Lamprofyirit

Lamprofyirien tunnistamisessa on käytetty apuna lähteitä Vartiainen et al. (1978), Beard et al. (1998) ja Lee et al. (2003). Rock (1987) jakaa lamprofyiriklaanin viiteen litologiseen luokkaan: (1) kalkkialkalilamprofyirit, (2) alkalilamprofyirit, (3) ultramafiset lamprofyirit, (4) lamproiittit ja (5) kimberliittit. Soklissa esiintyy Vartiaisen (1978) mukaan alkalilamprofyyrejä ja Lee et al. (2003) mukaan ultramafisia lamprofyyrejä eli aillikiittejä. Rockin (1978) luokittelussa alkalilamprofyirien ryhmään kuuluvat kivilajit kamptoniitti, monchiquiitti ja sannaiitti sekä ultramafisiin lamprofyirien ryhmään kuuluvat kivilajit aillikiitti, alnoiitti, bergaliitti, damtjernniitti ja ouachitiitti, joista viimeisin ryhmä kuvaa parhaiten Soklin Kauluksen lamprofyyrejä. Kauluksen lamprofyirit ja niiden tyyppinäytteet KOH 1—3 ovat $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -kolmiossa (Kuva 38). Soklin lamprofyyrireferenssinäytteiden ja Kuolan Kantalahden Terskin rannan kimberliittien kanssa. Soklin Kauluksen lamprofyirit ja Vartiaisen et al. (1978) alkalilamprofyirit esiintyvät ultramafisten aillikiittien kanssa aillikiittikentässä (Kuva 38). Terskin rannan kimberliittit esiintyvät MgO -pitoisemmassa kimberliittikentässä. Aillikiittikentän ulkopuolella on ksenoliittinen alkalilamprofyiri, lamprofyirien tyyppinäyte KOH 1 ja metasomatoitunut aillikiitti.



Kuva 38. Soklin Kauluksen lamprofyirit, Soklin aillikiittit (Lee et al. 2003), Soklin alkalilamprofyirit (Vartiainen et al. 1978) ja Terskin rannan kimberliittit (Beard et al. 1998) luokiteltuna $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -kolmiodiagrammissa (mukaillen Lee et al. 2003). Punaisella pallolla merkitty aillikiitti (meta) tarkoittaa metamorfoitunutta ja metasomatoitunutta.

Lamprofyyrin tyyppinäyte KOH 1 on kairasydäimestä U5422012 R12, analyysivälillä 26,00—26,80 metriä ja sen ohuthie KOH 1 on kohdasta 26,50 metriä (Kuva 39 (A)). Kairasydämen lamprofyyyri on suuntautunutta, hieman raitaista, murtunutta ja väriltään tumman ruskeaa. Lamprofyyrin perusmassana on hieno—pienirakeista ja se koostuu magnetiitista, flogopiitista, karbonaateista sekä amfibolista. Hajarakeina siinä on pieni—keskirakeista oliviinipseudomorfi (Kuva 39 (B—C)). Päämineraaleina ovat 33 % amfiboli, 30 % hypidi-/idiomorfinen vyöhykkeellinen oliviinipseudomorfi, 15 % iddingsiitti, 15 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 5 % hypidi-/idiomorfinen deformatunut flogopiitti ja 2 % hypidimorfinen rikkonainen magnetiitti. Vyöhykkeellinen oliviinipseudomorfi on uraliittiutunutta, > flogopiittiutunutta ja karbonaattiutunutta. Karbonaattia esiintyy perusmassassa ja juonessa. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidimorfinen apatiitti ja hypidi-/idiomorfinen rikkikiisu. Mineralogisten analyysituloksien mukaan lamprofyyrissä on muun muassa 21,9 % kummingtoniittia, 14,8 % kalsiittia, 13,7 % eckermanniittia, 13,2 % gruneriittia, 10,9 % dolomiittia, 5,5 % apatiittia, 5 % biotiittia, 2,9 % sarvivälkettä sekä aksessorisina mineraaleina richteriittia, egiriiniä, rutiilia, ilmeniittia ja magnetiittia (Al Ani ja Sarapää 2013).

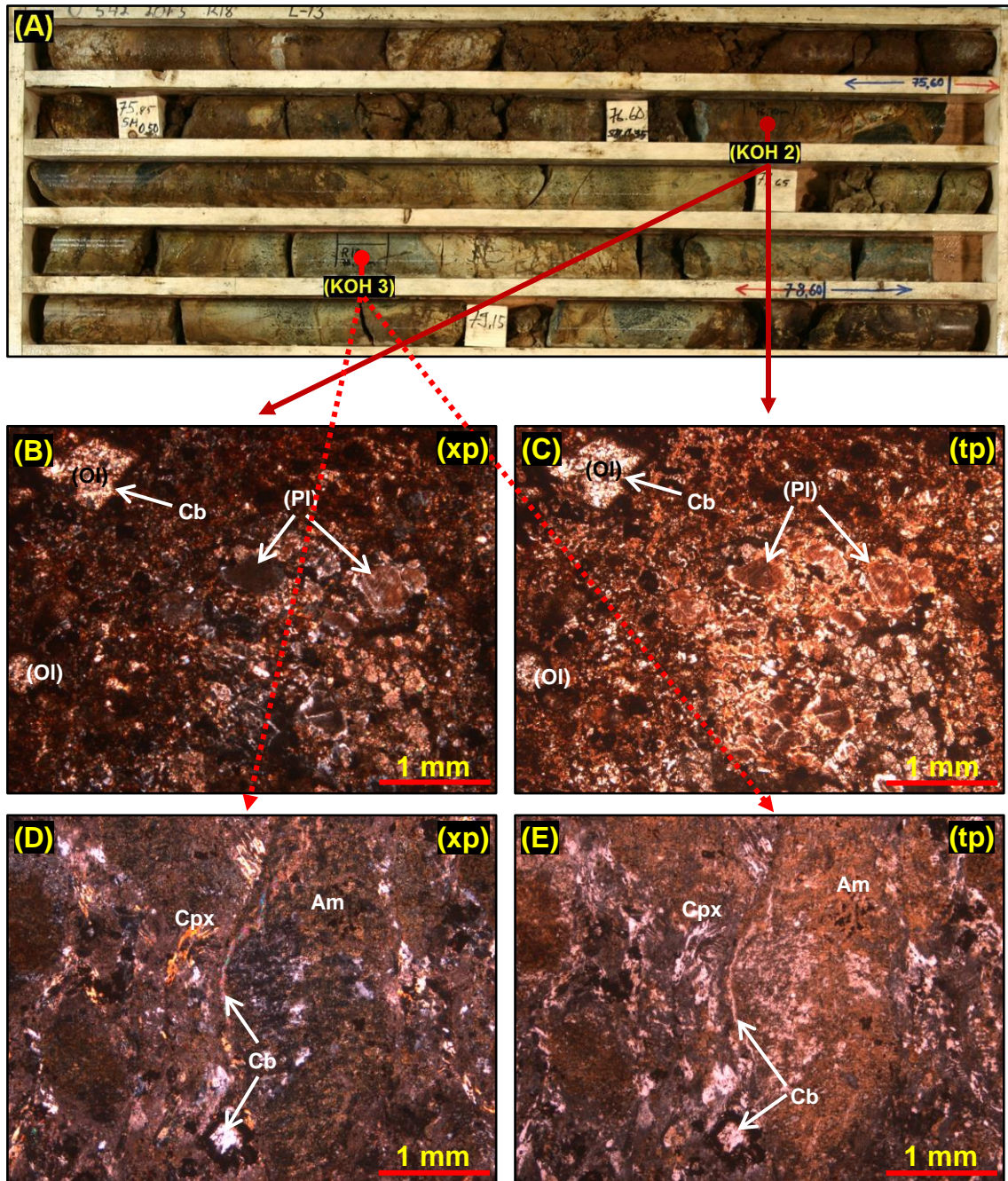


Kuva 39. Lamprofyyyria (A) kairasydäimestä U5422012 R12, analyysivälillä 26,00—26,80 metriä ja sen ohuthie KOH 1 on kohdasta 26,50 metriä. Ohuthie on kuvassa (B) ristipolaroidussa (xp) ja (C) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Am=amfiboli, Cb=karbonaatti, Mgt=magnetitti ja (Ol)=oliviinipseudomorfi (kuvat: (A) GTK 2012 ja (B—C) Juuso Pynttari 2014).

Lamprofyyyrien tyyppinäytteet KOH 2—3 ovat kairasydäimestä U5422013 R18, analyysivälillä 75,60—78,60 metriä ja kohdista 76,70 ja 78,10 metriä (Kuva 40 (A)). Kairasydämen lamprofyyyri on heterogeenistä, suuntautunutta ja väriltään ruskean, vaaleanruskean, vaaleanvihreän kirjava. Kairasydämessä lamprofyyyrit esiintyvät vaaleanvihreinä 10—20 cm paksuina juonina, joissa on tummia oliviinipseudomorfihajarakeita. Vihreät porfyyriset lamprofyyyrijuonet leikkaavat sivukiviä terävästi ja lamprofyyyreihin on muodostunut tasarakeiset vaaleanvihreät jäähtymisreunat. Kairasydämessä tyyppinäytteestä KOH 2 noin 10—30 cm syvemmällä on mahdollisesti tummaa feniittiytynyttä amfiboliittia tai metafoskoriittia.

Lamprofyyyrin (KOH 2) perusmassana on hieno—pienirakeista ja se koostuu karbonaattiutuneesta oliviinipseudomorfista, karbonaatista sekä albiittiutuneesta plagioklaasipseudomorfista (Kuva 40 (B—C)). Karbonaattia esiintyy perusmassassa sekä pienissä juonissa. Karbonaattijuonet muodostavat perusmassan kanssa amfibolisia reaktiosaumojia. Päämineraaleina ovat 40 % hypidimorfinen oliviinipseudomorfi, jossa on muuttumistuloksena karbonaattia ja iddingsiittiä, 35 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 10 % hypidimorfinen kaksostunut albiittiutunut plagioklaasipseudomorfi, 10 % götiitti ja 5 % hypidimorfinen amfiboli (richteriittia). Aksessorisina mineraaleina ovat hypidimorfinen suotautunut pyrokloori, jonka kontaktissa on paikoin rikkikiisua.

Lamprofyyyrin (KOH 3) perusmassa on hieno—pienirakeista, ja se koostuu oliviinipseudomorfista, karbonaatista, klinopyrokseenista, maasälvästä sekä plagioklaasista (Kuva 40 (D—E)). Päämineraaleina ovat 45 % hypidi-/idiomorfinen karbonaatti, 35 % kseno-/hypidimorfinen oliviinipseudomorfi, 5 % hypidi-/idiomorfinen klinopyrokseeni (egiriiniä) ja 10 % götiitti. Oliivinipseudomorfien muuttumistuloksena on iddingsiittiä, richteriittia ja karbonaattia. Karbonaattia esiintyy juonissa, perusmassassa sekä oliviinipseudomorfeissa. Aksessorisina mineraaleina ovat hypidimorfinen pyörästynyt metasomatoitunut maasälpä, hypidimorfinen plagioklaasi ja hypidimorfinen pyrokloori.



Kuva 40. Lamprofyria (A) kairasydämessä U5422013 R18, analyysivälillä 75,60—78,60 metriä ja sen (B—E) ohuthieet KOH 2—3 ovat kohdista 76,70 ja 78,10 metriä. Ohuthieet ovat kuvissa (B, D) ristipolaroidussa (xp) ja (C, E) tasopolaroidussa (tp) valossa. Mineraalilyhenteet ovat: Am=amfiboli, (Pl)=plagioklaasipseudomorfi, Cb=karbonaatti, Cpx=klinopyrokseeni ja (Ol)=oliviinipseudomorfi (kuvat: (A) GTK (2013) ja (B—E) Juuso Pynttari 2014).

5. GEOGEMIA

Tutkittuja kemiallisesti analysoituja kairasydämiä on yhteensä 1581,15 metriä kaiken kaikkiaan 19 kairasydänreiästä. Kairasydännäytteiden analyysivälit vaihtelevat yleensä 1—3 metrin välillä, mutta myös lyhyempiä pätkiä on analysoitu. Kairasydämien 24 tyyppinäytteen kokokivikivianalyysit ovat esitettynä muokkaamattomina raakatiedostoina Liitteessä 3.

Soklin Kauluksen kivilajeille on valittu samat pääalkuaineet, jotka on normalisoitu 100 % korjauslaskujen jälkeen. Kummankin raudan Fe^{3+} - ja Fe^{2+} -pitoisuudet on ilmoitettu Fe_2O_3 -totaalipitoisuutena. Pääalkuaineiksi on laskettu mukaan hiilianalyysien muokatut CO_2 -pitoisuudet, jotka ovat välttämättömiä arvoja täsmällisessä geokemiallisessa käsittelyssä. Karbonatiittijuonien takia suurin osa kivilajeista on karbonaattiutunut. Hapettomille hiilianalyysituloksille on laskettu CO_2 -pitoisuudet hiili- ja happiatomien moolimassojen suhteella:

$$\frac{M(\text{CO}_2)}{M(\text{C})} = \frac{12+32}{12} = 3,667,$$

jota on käytetty korjauskertoimena kaikissa hiilianalyysituloksissa. Pääalkuaineisiin ei ole laskettu mukaan sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien summia, jotka ylittävät satunnaisesti 1 %. Harvinaiset maametallit (REE) ovat kationeina ilman happea. REE-karbonatiittien REE-alkuainepitoisuuksien summat on osittain muutettu happea sisältäviksi REO-pitoisuuksiksi Excel-laskuohjelmalla. Geokemiaa käsittelevässä tekstissä pääalkuainepitoisuudet on pyöristetty yhden desimaalin tarkkuudella painoprosentteina (%). Sivu-, hiven- ja REE-alkuainepitoisuudet on miljoonasosina (ppm) pyöristetty yhden desimaalin ja kahden desimaalin tarkkuudella.

Taulukoissa 4—11 esitettyjen kivilajien keskiarvopitoisuudet edustavat parhaiten niiden tyyppillisiä alkuainepitoisuuksia. GTK:n kanssa solmitun salassapitosopimuksen mukaan tässä tutkielmassa ei julkaista kaikkia kokokivianalyysituloksia numeerisessa muodossa. Kaikkien kivilajien kokokivianalyysituloksia on voitu käyttää hyväksi Taulukoiden 4—11 kivilajien keskiarvopitoisuuksien laskemiseen ja diagrammien piirtämiseen. Kivilajien geokemialliset kokokivianalyysit ovat esitettynä Taulukoissa 4—11, Harker-diagrammeissa, binäärisissä diagrammeissa ja Spider-diagrammeissa (Kuvat 41—60).

5.1. Feniitit

Feniitit on luokiteltu niiden kairasydämien, petrografian ja geokemian mukaan viiteen kivilajiryhmään, jotka ovat (1) feniittiytyneet tonaliitit, (2) feniittiytyneet graniittigneissit, (3) feniittiytyneet gneissit, (4) feniittiytyneet kiillegneissit ja (5) feniittiytyneet amfiboliitit. Feniittien tyyppinäytteiden geokemiat edustavat kivilajinsa tyypillisiä alkuainepitoisuuksia ja toisinaan niiden poikkeavuutta verrattuna kivilajien keskiarvopitoisuuksiin. Karbonatiittijuonet saavat aikaan kivilajeille samankaltaisia geokemiallisia tuloksia. Feniittien kivilajiryhmien välillä on geokemiallista päällekkäisyyttä, mikä johtuu kairasydämien heterogeenisuudesta, ylipitkistä analyysiväleistä ja karbonaattiutumisesta. Vain tiheämmillä analyysiväleillä on saatu aikaan parempia kivilajikohtaisia geokemiallisia analyysseja ja kivilajiluokitteluja. Feniittien kairasydämistä on karsittu geokemialliset analyysivälit, jotka sisältävät useampia kivilajeja. Niiden geokemialliset seosanalyysitulokset on tutkittu malmipotentialisessa mielessä ja P-, Nb- ja REE-pitoisuuksien mukaan niihin ei liity merkittäviä mineralisaatioita.

5.1.1. Feniittiytyneet tonaliitit ja graniittigneissit

Feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien kokokivianalyysitulokset ovat Taulukossa 4 ja Kuvissa 41—43. Feniittiytyneet tonaliitit ovat kairarei'istä R5—R8, R15, R16, R18—R21 ja R23. Feniittiytyneet graniittigneissit ovat kairareiästä R9.

Feniittiytyneen pyrokseenitonaliitin (R18: tyyppinäyte KOH 1) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (62,0 %), Al_2O_3 (15,9 %) ja Na_2O (8,9 %) suhteessa feniittiytyneiden tonaliittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 4). Sivu-, hivenalkuaine- ja REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Feniittiytyneen pyrokseenitonaliitin (R20: tyyppinäyte KOH 2) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla Fe_2O_3 (7,8 %), CaO (11,3 %), K_2O (4,5 %), P_2O_5 (1,1 %) ja CO_2 (7,9 %) suhteessa feniittiytyneiden tonaliittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 4). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksista ovat

suhteellisen koholla muun muassa V (111 ppm), Sr (689 ppm), Zr (436 ppm), Nb (175 ppm), Ba (2303 ppm) ja Th (57 ppm). REE-pitoisuudet vastaavat lähes keskiarvoja.

Feniittiytyneen pyrokseenitonaliitin (R20: tyyppinäyte KOH 3) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla Al_2O_3 (14,4 %), CaO (4,9 %), K_2O (2,5 %) ja CO_2 (5,2 %) suhteessa feniittiytyneiden tonaliittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 4). Sivu-, hivenalkuaine- ja REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Feniittiytyneen graniittigneissin (R9: tyyppinäyte (-)) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (64,5 %), Al_2O_3 (14,8 %) ja Na_2O (6,2 %) suhteessa feniittiytyneiden tonaliittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 4). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksista ovat suhteellisen koholla V (112 ppm), Cr (88 ppm), Zn (322 ppm), Rb (91 ppm) ja Ba (1860). REE-pitoisuudet vastaavat lähes keskiarvopitoisuuksia.

Feniittiytyneiden tonaliittien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksista koholla ovat Al_2O_3 (14,2 %), Fe_2O_3 (6,2 %) ja Na_2O (7,7 %) suhteessa feniittiytyneiden graniittigneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 4). Feniittiytyneiden tonaliittien sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat muun muassa Zr (243 ppm), Sn (19 ppm) ja U (10 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat La (203 ppm) ja Ce (409 ppm).

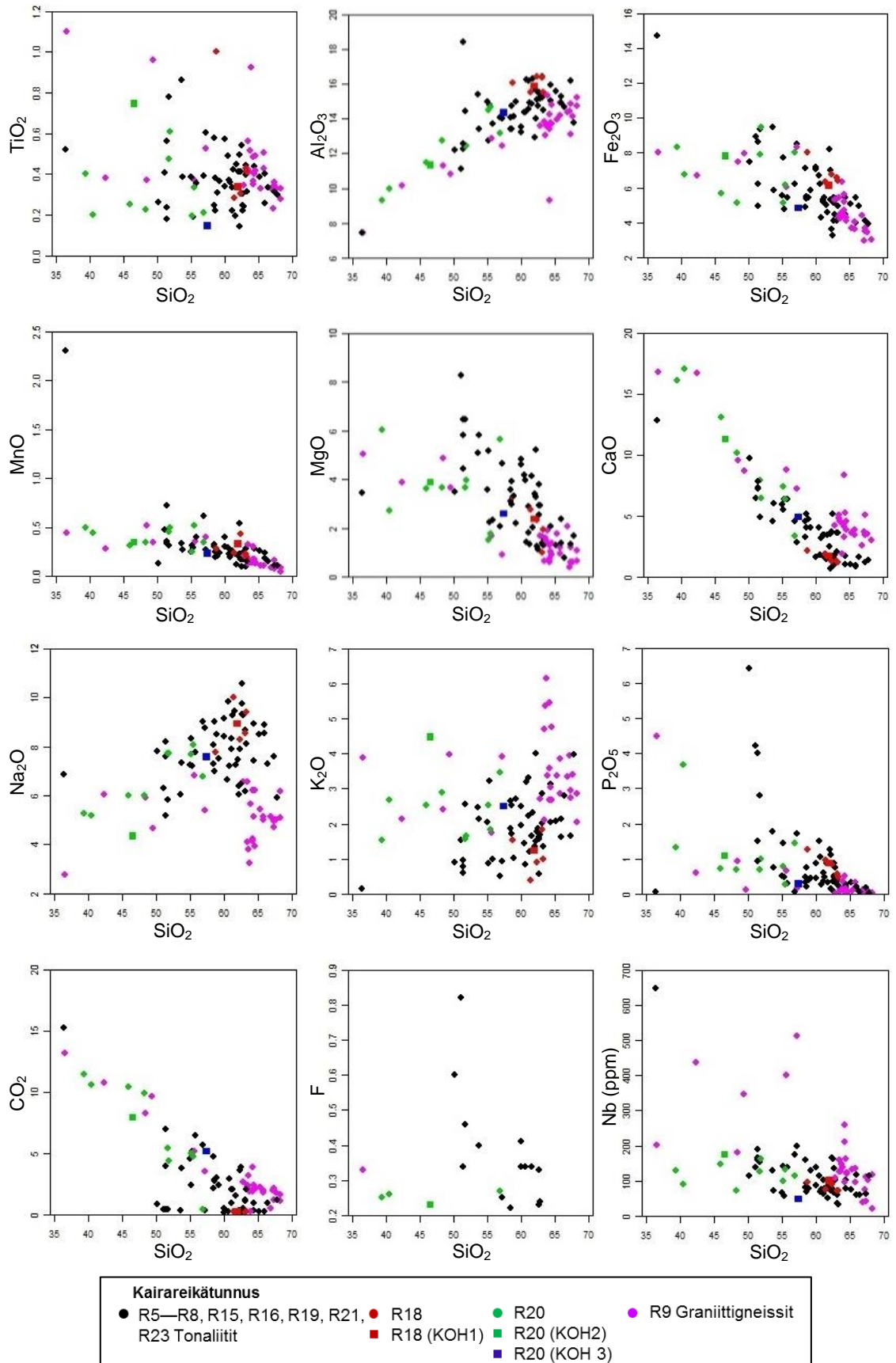
Feniittiytyneiden graniittigneissien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (61,6 %), CaO (5,6 %), K_2O (3,4 %) ja CO_2 (3,4 %) suhteessa feniittiytyneiden tonaliittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 4). Feniittiytyneiden graniittigneissien sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat muun muassa S (597 ppm), Zn (255 ppm), Sr (871 ppm), Nb (170 ppm) ja Ba (1371 ppm). REE-keskiarvopitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

Feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien SiO_2 -pitoisuuksilla on positiivista korrelaatiota Al_2O_3 -, Na_2O - ja K_2O -pitoisuuksien kanssa ja niiden SiO_2 -pitoisuuksilla on negatiivisista korrelaatiota TiO_2 -, Fe_2O_3 -, MgO-, CaO-, P_2O_5 -, CO_2 - ja Nb-pitoisuuksien kanssa (Kuva 41). Feniittiytyneen graniittigneissit sekä niiden tyyppinäyte (-) on merkitty vaaleanpunaisilla pisteillä karareissä R9.

Taulukko 4. Feniittityneiden tonaliittien ja niiden tyyppinäytteiden KOH 1—3 kokovivianalyysitulokset. Pääalkuaineiden painoprosentit (wt.%) on normalisoitu 100 % ja sivu- ja hivenalkuaineet ovat miljoonasosina (ppm).

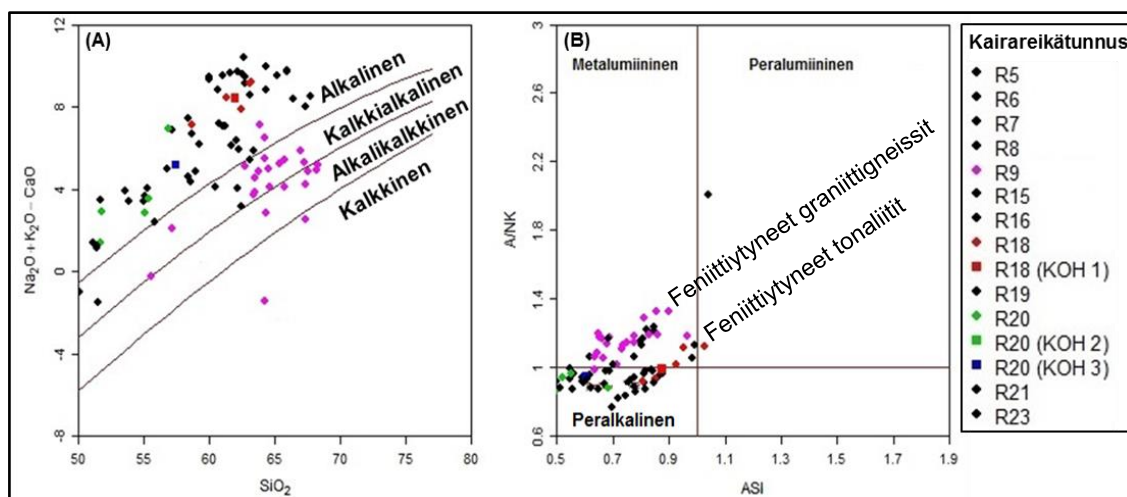
Kivilaji	Fen. Cpx-tonaliitti	Fen. karb. Cpx-tonaliitti	Fen. karb. Cpx-tonaliitti	Fen. graniitti-gneissi	Feniittityneet tonaliitit			Feniittityneet graniittigneissit		
Pääalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X ja +811L)=68			n(157X ja +811L)=26		
(wt.%)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(-)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
SiO ₂ (157X)	61,93	46,57	57,40	64,50	36,44	57,99	67,72	36,53	61,63	68,26
TiO ₂ (157X)	0,34	0,75	0,15	0,42	0,14	0,38	1,00	0,28	0,46	1,10
Al ₂ O ₃ (157X)	15,86	11,34	14,35	14,81	7,44	14,24	18,41	7,44	13,26	15,33
Fe ₂ O ₃ (157X)	6,12	7,81	4,85	4,31	3,25	6,16	14,71	2,97	4,94	8,33
MnO (157X)	0,33	0,35	0,23	0,14	0,09	0,31	2,30	0,05	0,20	0,51
MgO (157X)	2,37	3,86	2,57	0,91	0,77	3,16	8,28	0,39	1,61	5,02
CaO (157X)	1,74	11,27	4,92	3,90	0,67	4,48	17,05	1,87	5,64	16,82
Na ₂ O (157X)	8,92	4,34	7,57	6,20	4,34	7,71	10,58	2,79	5,12	6,81
K ₂ O (157X)	1,23	4,47	2,49	2,69	0,14	1,91	4,47	1,76	3,43	3,87
P ₂ O ₅ (157X)	0,87	1,07	0,28	0,04	0,03	0,90	6,41	0,03	0,35	4,47
F (157X)	<0,2	0,23	<0,2	<0,2	<0,2	0,34	0,82	<0,2	0,33	0,33
CO ₂ (+811L)	0,28	7,94	5,19	2,08	<0,05	2,82	15,23	0,27	3,36	13,17
Σ	100	100	100	100	100			100		
Sivu- ja hivenalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X)=68 n(307M)=5			n(157X)=26 n(307M)=26		
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(-)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
S (157X)	<60	<60	140,0	395,0	<60	445,0	3357,0	92,0	597,0	3936,0
Cl (157X)	62,0	69,0	86,0	85,0	<60	70,6	106,0	<60	77,8	107,0
Li (157X)	-	-	-	43,6	28,0	45,3	81,2	8,4	30,6	124,0
Be (157X)	-	-	-	9,6	6,2	9,0	11,1	3,3	6,5	15,9
V (157X/307M)	56,0	111,0	62,0	112,0	32,0	74,9	144,0	39,8	79,5	163,0
Cr (157X/307M)	40,0	79,0	<20	87,7	<20	59,3	210,0	18,1	57,5	127,0
Co (307M)	-	-	-	14,3	5,7	11,2	17,5	5,1	11,1	30,0
Ni (157X/307M)	36,0	47,0	<20	42,5	8,6	41,7	110,0	14,7	35,0	111,0
Cu (157X/307M)	22,0	46,0	<20	35,1	6,7	28,7	60,0	9,9	27,2	75,4
Zn (157X/307M)	168,0	175,0	100,0	322,0	38,0	184,2	1933,0	49,3	254,5	1350,0
Ga (157X)	23,0	25,0	22,0	25,0	<20	23,7	30,0	<20	22,5	20,0
As (157X/307M)	<20	<20	<20	2,3	1,3	1,6	2,2	<0,5	2,6	5,5
Rb (157X/307M)	38,0	81,0	41,0	90,8	13,0	40,2	105,0	35,5	74,5	117,0
Sr (157X/307M)	308,0	689,0	530,0	600,0	140,0	529,0	1501,0	314,0	870,9	4300,0
Zr (157X)	170,0	436,0	125,0	127,0	96,0	242,8	1021,0	91,0	145,2	294,0
Nb (157X)	101,0	175,0	48,0	120,0	33,0	111,6	648,0	21,0	169,3	511,0
Mo (157X/307M)	<10	<10	<10	1,2	<0,5	1,2	2,8	0,6	1,2	4,4
Cd (307M)	-	-	-	0,4	0,4	0,4	0,5	<0,1	0,8	6,0
Sn (157X/307M)	<20	29,0	<20	3,5	4,8	19,2	29,0	<2	3,1	2,1
Sb (157X/307M)	<10	<10	<10	0,3	0,1	0,2	0,4	<0,1	0,3	0,8
Ba (157X/307M)	709,0	2303,0	524,0	1860,0	228,0	1209,4	7985,0	515,0	1370,7	2380,0
Tl (307M)	-	-	-	0,5	0,1	0,1	0,2	0,1	0,4	0,6
Pb (157X/307M)	<20	<20	<20	28,6	3,5	19,7	34,0	8,4	30,4	212,0
Bi (157X/307M)	<30	<30	<30	0,4	<0,1	0,2	0,4	0,1	0,3	1,7
Th (157X/307M)	23,0	57,0	35,0	41,4	14,0	37,9	325,0	8,5	41,6	93,2
U (157X/307M)	<10	11,0	<10	1,6	2,7	10,1	16,0	0,8	2,7	10,2
Σ	1756	4333	1713	4050	3217			3913		
REE	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X)=68 n(307M)=5			n(157X)=26 n(307M)=26		
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(-)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
Sc (157X/307M)	<20	21,00	<20	11,90	15,00	21,46	28,00	2,83	10,96	28,50
Y (157X/307M)	23,00	55,00	16,00	11,10	7,00	31,91	48,00	4,28	21,10	81,40
La (157X/307M)	91,00	170,00	85,00	125,00	36,00	202,65	2151,00	20,90	130,62	422,00
Ce (157X/307M)	237,00	346,00	230,00	220,00	80,00	409,04	4204,00	41,60	229,91	691,00
Pr (307M)	-	-	-	23,00	23,50	36,52	46,20	4,57	24,35	71,20
Nd (307M)	-	-	-	78,00	90,30	135,66	171,00	15,90	82,71	231,00
Sm (307M)	-	-	-	11,40	12,00	20,84	27,30	2,41	12,73	32,60
Eu (307M)	-	-	-	3,31	2,88	5,46	7,25	0,92	3,82	9,83
Gd (307M)	-	-	-	11,30	9,22	16,46	21,40	2,48	13,23	35,60
Tb (307M)	-	-	-	1,00	0,92	1,80	2,30	0,29	1,42	4,54
Dy (307M)	-	-	-	3,18	3,18	7,15	8,80	1,04	5,59	20,40
Ho (307M)	-	-	-	0,46	0,46	1,07	1,36	0,17	0,87	3,24
Er (307M)	-	-	-	1,37	1,16	2,64	3,32	0,49	2,27	8,16
Tm (307M)	-	-	-	0,15	0,12	0,26	0,31	0,05	0,23	0,84
Yb (307M)	-	-	-	1,11	0,74	1,48	1,77	0,38	1,46	4,73
Lu (307M)	-	-	-	0,17	0,11	0,20	0,25	0,05	0,19	0,59
Σ	351	571	331	502	895			541		

Kommentit: merkillä < kun alkuainepitoisuus on alle määritysrajan, n on näytemäärä, - on analysoimaton ja (-) puuttuu, Fen. on feniittityntynyt ja karb. on karbonaattipitoinen. Merkinnät 157X, 307M ja +811L ovat XRF-, ICP-MS- ja hiilianalyysi.



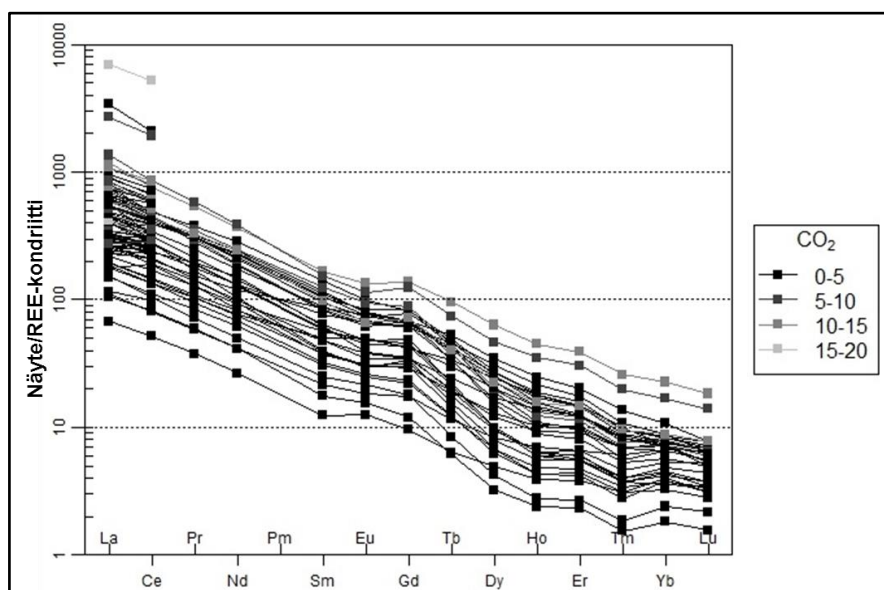
Kuva 41. Feniittityneiden tonaliittien ja graniittigneissien sekä tyyppinäytteiden KOH 1—3 kokokivianalyysitulokset on esitettyinä Harker-diagrammeissa. Pääalkuaineiden painoprosentit on normalisoitu 100 % ja hivenalkuaineen niobiumin (Nb) pitoisuudet ovat miljoonasosina (ppm) suhteessa piidioksidiin. Näytteiden symbolit ja kairareikäätunnukset näkyvät kuvan alaosassa.

Feniittiytyneet tonaliitit ovat enimmäkseen alkalisia ja feniittiytyneet graniittigneissit ovat enimmäkseen kalkkialkali—alkalisia (Kuva 42 (A)). Alumiinikylläisyysdiagrammin mukaan kyseiset feniitit ovat pääasiassa peralkalisia ja metalumiinisia (Kuva 42 (B)).



Kuva 42. Feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien (A) Na₂O+K₂O-CaO vs. SiO₂-kalkki—alkalidiagrammi ja (B) Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) vs. Al/(Ca-1.67P+Na+K)-alumiinikylläisyysdiagrammi (A/NK vs. ASI) (mukaillen Frost et al. 2001). Näytteiden symbolit ja kairareikäkätunnukset näkyvät kuvan laidassa.

Feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien hivenalkuainepitoisuudet kasvavat CO₂-pitoisuuden kasvaessa (Kuva 43). Hivenalkuainepitoisuudet vaihtelevat suuresti, mutta niiden pitoisuussuhteet pysyvät samana muodostaen samankaltaisia trendejä.



Kuva 43. Feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien hivenalkuainepitoisuudet normalisoituna REE-kondriittisen koostumuksen suhteen (mukaillen Boynton 1984). Näytteiden karbonaattipitoisuus vaihtelee 0—20 % välillä.

5.1.2. Feniittiäytyneet gneissit

Feniittiäytyneiden gneissien kokokivianalyysitulokset ovat Taulukossa 5 ja Kuvissa 44—46. Feniittiäytyneet gneissit ovat kairareijistä R9, R11 ja R18. Pieni osa feniittiäytyneistä gneisseistä on mahdollisesti feniittiäytyneitä graniittigneissejä, jotka ovat voimakkaasti muuttuneita metasomatoosin ja karbonaattiutumisen takia. Feniittejä ei pysty aina erottamaan toisistaan pelkästään geokemiallisten ja kairasydäntutkimuksien avulla vaan avuksi tarvitaan ohuthiuetutkimuksia.

Feniittiäytyneen gneissin (R9: tyyppinäyte KOH 1) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (61,4 %), Al_2O_3 (14,0 %) ja K_2O (5,8 %) ja CO_2 suhteessa feniittiäytyneiden gneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 5). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Cl (85 ppm), Sn (22 ppm) ja Pb (146 ppm). REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Feniittiäytyneen gneissin (R9: tyyppinäyte KOH 2) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (59,5 %), Al_2O_3 (14,0 %) ja K_2O (5,1 %) suhteessa feniittiäytyneiden gneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 5). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (1023 ppm), Rb (107 ppm), Sr (959 ppm), Nb (270 ppm), Ba (1590 ppm) ja Pb (126 ppm). REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Feniittiäytyneen karbonaattipitoisen gneissin (R11: tyyppinäyte KOH 3) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla Al_2O_3 (12,5 %), MgO (5,6 %), CaO (11,9 %), Na_2O (6,7 %) ja CO_2 (8,1 %) suhteessa feniittiäytyneiden gneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 5). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla on Sr (1070 ppm). REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Feniittiäytyneen karbonaattipitoisen gneissin (R11: tyyppinäyte KOH 4) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla MgO (7,7 %), CaO (11,0 %), Na_2O_3 (5,8 %) ja CO_2 (8,1 %) suhteessa feniittiäytyneiden gneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 5). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Cr (230 ppm), Ni (174 ppm), Zn (198 ppm), Sr (1010 ppm), Th (57 ppm) ja U (14 ppm). REE-

pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat muun muassa Y (86 ppm), Sm (21 ppm), Eu (7,5 ppm), Gd (26 ppm), Tb (4 ppm) Dy (21 ppm), Er (8 ppm) ja Yb (6 ppm).

Feniittiytyneen karbonaattipitoisen gneissin (R18: tyyppinäyte KOH 5) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla MnO (0,5 %) MgO (6,6 %), CaO (14,3 %), Na₂O (3,9 %), K₂O (2,2 %) ja CO₂ (18,7 %) suhteessa feniittiytyneiden gneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 5). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat V (95 ppm), Sr (1904 ppm), Nb (191 ppm) Sn (36 ppm), Ba (1223 ppm), Th (127 ppm) ja U (14 ppm). REE-alkuainepitoisuuksista suhteellisen koholla on Ce (363 ppm).

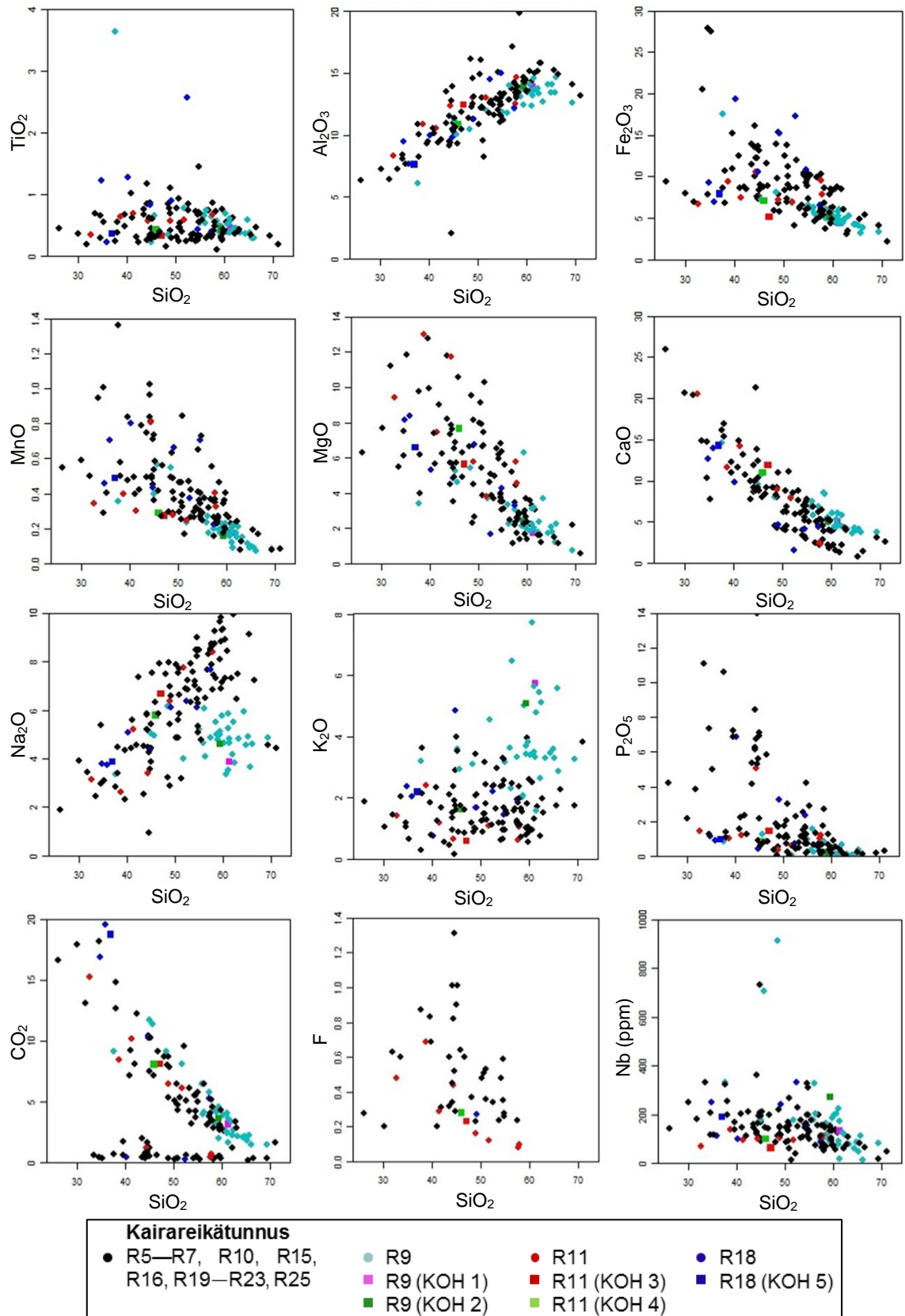
Feniittiytyneiden gneissien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksista ovat koholla SiO₂ (52,2 %), CaO (7,4 %), Na₂O (5,9 %), P₂O₅ (1,7 %) ja CO₂ (4,6 %) (Taulukko 5) suhteessa feniittiytyneiden kiillegneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 6). Feniittiytyneiden gneissien sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (886 ppm), Sr (945 ppm) Th (35 ppm) ja U (10 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat La (174 ppm) ja Ce (348 ppm).

Feniittiytyneiden gneissien SiO₂-pitoisuuksilla on positiivista korrelaatiota Al₂O₃-, Na₂O- ja K₂O-pitoisuuksien kanssa ja niiden SiO₂-pitoisuuksilla on negatiivisista korrelaatiota TiO₂-, Fe₂O₃-, MnO, MgO-, CaO-, P₂O₅-, F-, CO₂- ja Nb-pitoisuuksien kanssa (Kuva 44). Fe₂O₃-, MnO- ja MgO-pitoisuudet korreloivat toistensa kanssa samankaltaisina pistepilvinä. Na₂O- ja K₂O-pitoisuuksissa on suurta hajontaa ja kairareian R9 kairasydännäytteet ovat muita kaliumrikkaampia.

Taulukko 5. Feniittityneiden gneissien ja niiden tyyppinäytteiden KOH 1—5 kokokivianalyytitulokset. Pääalkuaineiden painoprosentit (wt.%) on normalisoitu 100 % ja sivu- ja hivenalkuaineet ovat miljoonasosina (ppm).

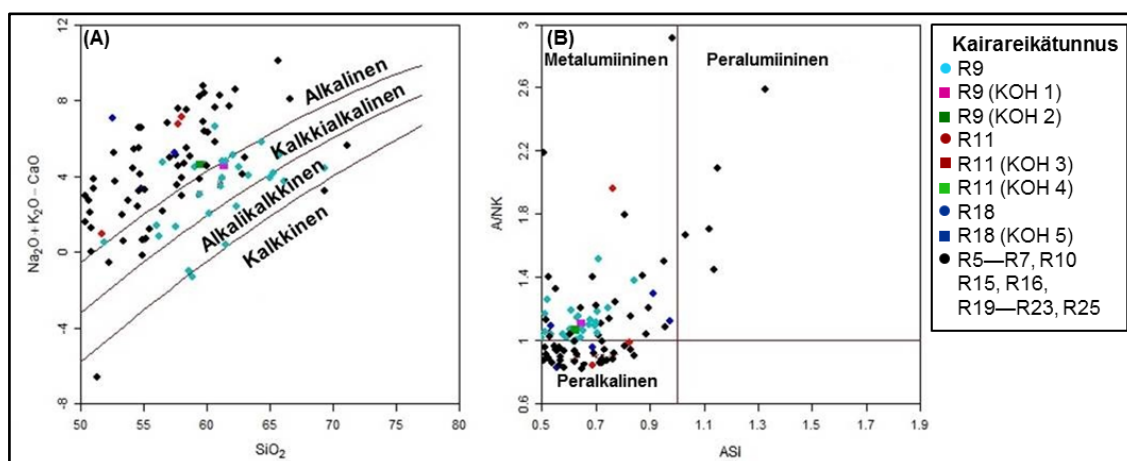
Kivilaji	Feniittitynyt gneissi	Feniittitynyt gneissi	Feniittitynyt karbonattiipitoinen gneissi	Feniittitynyt karbonattiipitoinen gneissi	Feniittitynyt karbonattiipitoinen gneissi	Feniittityneet gneissit		
Pääalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X) ja +811L)=154		
(wt.%)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(KOH 4)	(KOH 5)	Min.	Kesk.	Max
SiO ₂ (157X)	61,35	59,46	47,14	46,07	36,99	26,09	52,22	71,08
TiO ₂ (157X)	0,44	0,44	0,32	0,42	0,37	0,10	0,54	3,63
Al ₂ O ₃ (157X)	13,95	13,96	12,46	10,88	7,64	2,04	12,24	19,86
Fe ₂ O ₃ (157X)	4,42	5,17	5,20	7,13	7,92	2,15	8,23	27,85
MnO (157X)	0,17	0,16	0,27	0,29	0,49	0,07	0,38	1,36
MgO (157X)	1,73	2,38	5,64	7,66	6,58	0,57	4,74	13,02
CaO (157X)	5,03	5,12	11,88	10,95	14,28	0,82	7,40	25,94
Na ₂ O (157X)	3,87	4,61	6,67	5,79	3,88	0,94	5,85	9,96
K ₂ O (157X)	5,74	5,09	0,60	1,62	2,19	0,17	2,18	7,71
P ₂ O ₅ (157X)	0,13	0,03	1,46	0,85	0,95	0,03	1,69	13,96
F (157X)	<0,2	<0,2	0,23	0,28	<0,2	<0,2	0,48	1,31
CO ₂ (+811L)	3,16	3,59	8,11	8,06	18,71	<0,05	4,62	19,56
Σ	100	100	100	100	100	100		
Sivu- ja hivenalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X)=154 n(307M)=59		
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(KOH 4)	(KOH 5)	Min.	Kesk.	Max
S (157X)	724,0	1023,0	<60	<60	<60	<60	885,7	4985,0
Cl (157X)	85,0	67,0	67,0	<60	83,0	<60	79,0	154,0
Li (157X)	10,0	34,3	22,2	29,8	-	7,9	53,6	321,0
Be (157X)	6,6	9,9	5,0	7,6	-	3,7	8,1	14,8
V (157X/307M)	71,6	74,2	57,8	85,7	95,0	<30	88,2	221,0
Cr (157X/307M)	51,2	24,3	19,0	230,0	77,0	15,2	95,7	1580,0
Co (307M)	9,1	10,3	10,9	25,5	-	6,0	16,1	54,7
Ni (157X/307M)	25,8	15,2	25,1	174,0	38,0	10,9	58,2	374,0
Cu (157X/307M)	25,4	15,0	34,4	41,6	<20	9,5	44,6	743,0
Zn (157X/307M)	121,0	138,0	113,0	198,0	123,0	25,0	183,6	956,0
Ga (157X)	22,0	22,0	30,0	28,0	20,0	<20	22,8	33,0
As (157X/307M)	2,5	17,2	1,3	3,5	<20	0,5	3,0	21,0
Rb (157X/307M)	78,4	107,0	16,3	54,8	39,0	15,0	52,9	139,0
Sr (157X/307M)	363,0	959,0	1070,0	1010,0	1904,0	123,0	945,1	6260,0
Zr (157X)	119,0	149,0	204,0	130,0	260,0	25,0	259,0	912,0
Nb (157X)	132,0	270,0	62,0	98,0	191,0	13,0	154,5	912,0
Mo (157X/307M)	2,0	5,0	0,5	0,6	<10	<0,5	3,2	32,1
Cd (307M)	0,3	0,6	0,4	0,5	-	0,1	0,6	3,7
Sn (157X/307M)	22,2	3,4	2,7	3,8	36,0	<2	15,6	39,0
Sb (157X/307M)	0,4	0,3	0,3	0,4	<100	<0,1	0,3	1,6
Ba (157X/307M)	898,0	1590,0	421,0	504,0	1223,0	209,0	1175,5	2678,0
Tl (307M)	0,3	0,3	0,2	0,4	-	0,1	0,3	0,7
Pb (157X/307M)	146,0	126,0	4,9	6,6	<20	3,5	34,5	301,0
Bi (157X/307M)	0,8	2,6	0,3	0,6	<30	<0,1	0,5	2,6
Th (157X/307M)	27,7	14,3	21,0	56,6	127,0	5,9	34,5	127,0
U (157X/307M)	1,9	2,5	7,0	14,4	14,0	0,86	10,4	43,00
Σ	2946	4680	2196	2704	4230	4225		
REE	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X)=154 n(307M)=59		
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(KOH 4)	(KOH 5)	Min.	Kesk.	Max
Sc (157X/307M)	12,60	15,70	12,10	16,20	21,00	2,99	21,16	53,00
Y (157X/307M)	15,20	14,30	39,10	86,10	33,00	7,00	41,47	204,00
La (157X/307M)	41,40	98,90	123,00	94,40	159,00	19,10	173,92	1060,00
Ce (157X/307M)	88,30	204,00	242,00	197,00	363,00	37,80	348,28	1620,00
Pr (307M)	10,60	23,30	27,40	23,40	-	4,31	30,46	152,00
Nd (307M)	40,70	84,40	99,70	88,40	-	15,80	107,13	473,00
Sm (307M)	7,45	12,70	15,60	20,50	-	2,33	16,40	45,70
Eu (307M)	2,39	3,72	4,49	7,48	-	0,93	4,72	10,70
Gd (307M)	7,23	11,70	15,30	26,00	-	2,49	15,79	54,40
Tb (307M)	0,92	1,22	1,84	4,02	-	0,31	1,77	4,02
Dy (307M)	3,78	4,33	8,74	20,50	-	1,55	7,38	20,50
Ho (307M)	0,61	0,62	1,53	3,42	-	0,28	1,19	3,42
Er (307M)	1,62	1,70	4,08	8,32	-	0,82	3,06	8,32
Tm (307M)	0,19	0,16	0,50	1,01	-	0,10	0,33	1,01
Yb (307M)	1,09	1,05	2,83	5,68	-	0,75	1,98	5,68
Lu (307M)	0,14	0,14	0,37	0,72	-	0,09	0,26	0,72
Σ	234	478	599	603	576	775		

Kommentit: merkillä < kun alkuainepitoisuus on alle määritysrajan, n on näytemäärä ja - on analysoimaton. Merkinnät 157X, 307M ja +811L tarkoittavat XRF-, ICP-MS- ja hiilianalyysejä.



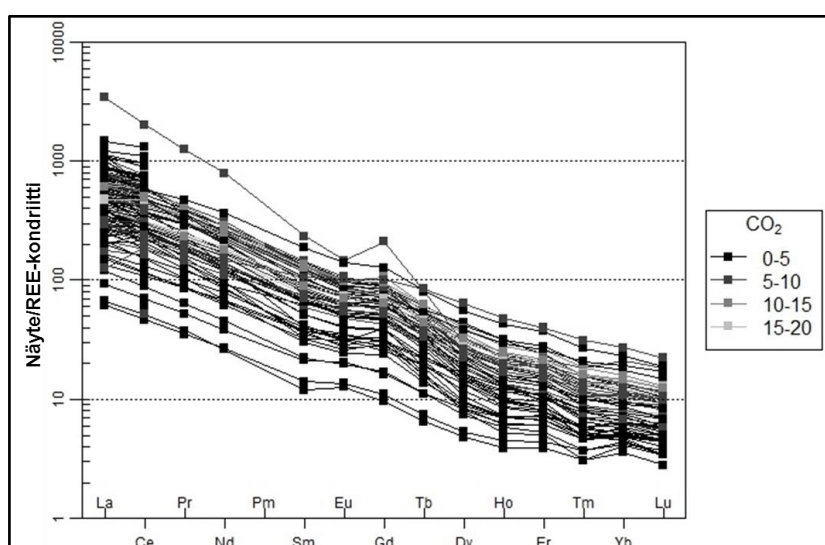
Kuva 44. Feniittiityneiden gneissien ja niiden tyyppinäytteiden KOH 1—5 kokokivianalyysitulokset ovat esitettyinä Harker-diagrammeissa. Pääalkuaineiden painoprosentit on normalisoitu 100 % ja hivenalkuaineen niobiumin (Nb) pitoisuudet ovat miljoonasosina (ppm) suhteessa piidioksidiin. Näytteiden symbolit ja kairareikätnnnukset näkyvät kuvan alaosassa.

Feniittiytyneet gneissit ovat enimmäkseen kalkkialkalisia—alkalisia (Kuva 45 (A)). Alumiinikylläisyysdiagrammin mukaan ne ovat peralkalisia ja metalumiinisia—peralumiinisia (Kuva 45 (B)). Feniitit esiintyvät kahdessa linjassa Kuvassa 45 (B), mikä johtuu mahdollisesti mafisten mineraalien määrän vaihtelusta tai sitten joukossa on feniittiytyneitä tonaliitteja ja graniittigneissejä.



Kuva 45. Feniittiytyneiden gneissien (A) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 -kalkki—alkalidiagrammi ja (B) $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs. $\text{Al}/(\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K})$ -alumiinikylläisyysdiagrammi (A/NK vs. ASI) (mukaillen Frost et al. 2001). Näytteiden symbolit ja kairareikäätunnukset näkyvät kuvan laidassa.

Feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien hivenalkuainepitoisuudet kasvavat CO_2 -pitoisuuden kasvaessa (Kuva 46). Hivenalkuainepitoisuudet vaihtelevat suuresti, mutta niiden pitoisuussuhteet pysyvät samana muodostaen samankaltaisia trendejä.



Kuva 46. Feniittiytyneiden gneissien hivenalkuainepitoisuudet normalisoituna REE-kondriittisen koostumuksen suhteen (mukaillen Boynton 1984). Näytteiden karbonaattipitoisuus vaihtelee 0—20 % välillä.

5.1.3. Feniittiäytyneet kiillegneissit ja amfiboliitit

Feniittiäytyneiden kiillegneissien ja amfiboliittien kokokivianalyysitulokset ovat Taulukossa 6 ja Kuvissa 47—48, jotka ovat kairareijästä R6, R7, R9, R11, R16, R20 ja R21. Kiillegneissit ja amfiboliittien geokemiat eroavat toisistaan huomattavasti, mutta niiden kairasydämien väri ja tekstuuri saattavat muistuttaa toisiaan (Kuvat 22 (A) ja 23 (A)).

Feniittiäytyneen kiillegneissin (R11: tyyppinäyte KOH 1) pääalkuainepitoisuuksista koholla ovat SiO₂ (50,5 %), Al₂O₃ (12,7 %), CaO (9,5 %), Na₂O (7,7 %) ja CO₂ (6,9 %) suhteessa feniittiäytyneiden kiillegneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 6). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (376 ppm) ja Sr (1160 ppm). REE-pitoisuuksien ovat alle keskiarvojen.

Feniittiäytyneen karbonaattiutuneen amfiboliitin (R20: tyyppinäyte KOH 2) pääalkuainepitoisuuksista koholla ovat CaO (26,7 %), P₂O₅ (3,1 %) ja CO₂ (16,8 %) suhteessa feniittiäytyneiden amfiboliittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 6). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Sr (1257 ppm) ja U (15 ppm). REE-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla on Sc (30 ppm).

Feniittiäytyneen karbonaattiutuneen amfiboliitin (R20: tyyppinäyte KOH 3) pääalkuainepitoisuuksista koholla ovat TiO₂ (0,7 %), Fe₂O₃ (11,2 %), MnO (0,6 %), MgO (9,0 %), CaO (13,1 %), Na₂O (5,4 %) ja CO₂ (8,3 %) suhteessa feniittiäytyneiden amfiboliittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 6). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Cr (609 ppm), Ni (337 ppm) ja Zn (242 ppm). REE-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla on La (155 ppm).

Feniittiäytyneiden kiillegneissien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksista ovat koholla SiO₂ (49,2 %), TiO₂ (1,1 %), Al₂O₃ (12,6 %), Fe₂O₃ (11,3 %), Na₂O (5,5 %) ja K₂O (2,3 %) suhteessa feniittiäytyneiden amfibolien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 6). Feniittiäytyneiden kiillegneissien sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat V (140 ppm), Zn (215 ppm), Ga (69 ppm), Sr (673 ppm), Ba

(1326 ppm) ja U (30 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat kaikki muut paitsi Y ja Ce.

Feniittiityneiden amfiboliittien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksista ovat koholla MgO (8,6 %), CaO (13,6 %), P₂O₅ (2,6 %) ja CO₂ (6,5 %) suhteessa feniittiityneiden kiillegneissien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 6). Feniittiityneiden amfiboliittien sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (507 ppm), Cl (92 ppm), Li (137 ppm), Cr (160 ppm), Co (51 ppm), Ni (122 ppm), Cu (82 ppm), Sr (810 ppm), Zr (462 ppm), Nb (201 ppm) ja U (12 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Y (55 ppm) ja Ce (338 ppm).

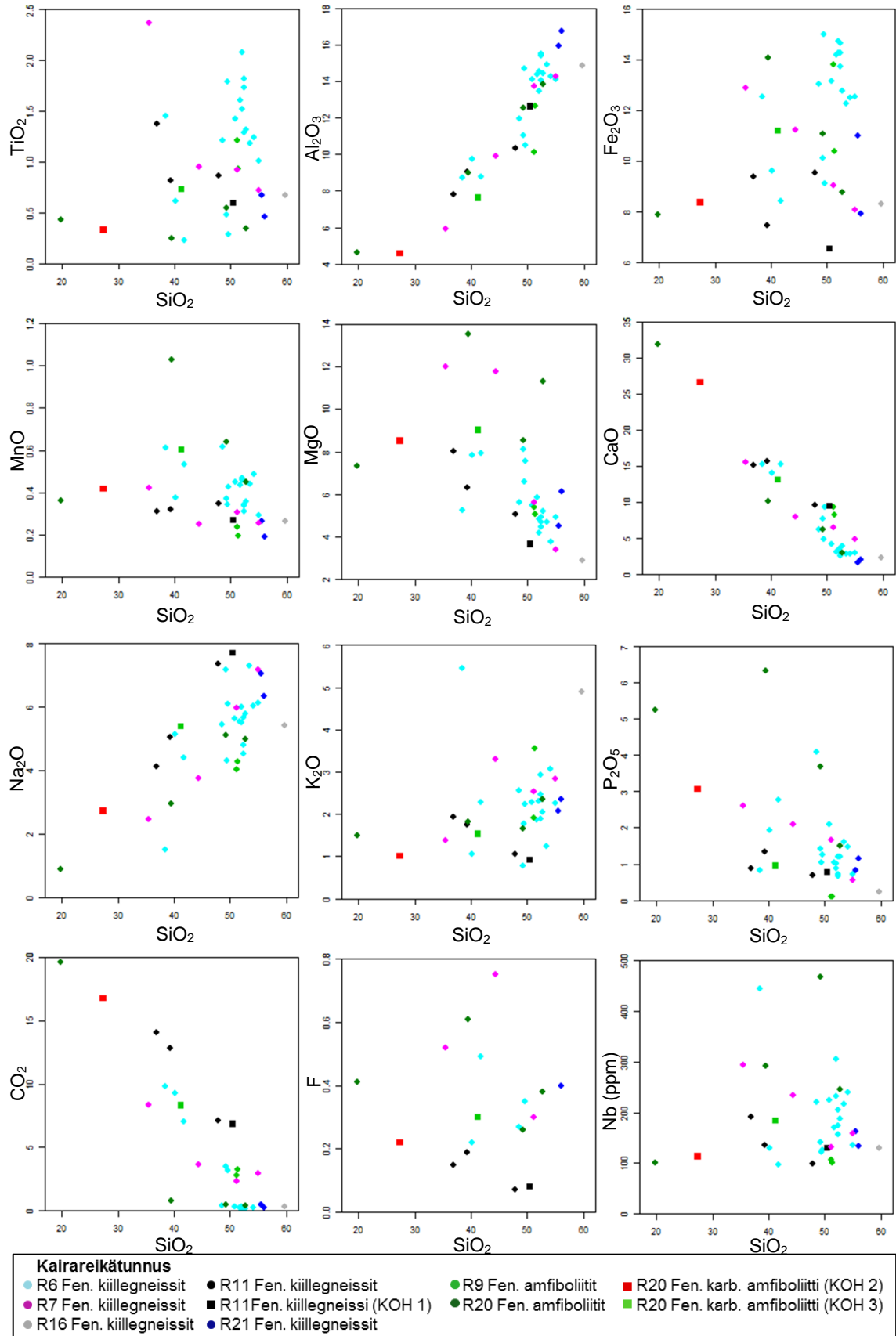
Feniittiityneiden kiillegneissien ja amfiboliittien SiO₂-pitoisuuksilla on positiivista korrelaatiota TiO₂-, Al₂O₃-, Fe₂O₃-, Na₂O₃-, K₂O-, F- ja Nb-pitoisuuksien kanssa ja negatiivisista korrelaatiota MnO-, MgO-, CaO- ja CO₂-pitoisuuksien kanssa (Kuva 47).

Feniittiityneiden kiillegneissien ja amfiboliittien REE-pitoisuudet ovat esitettyinä REE-kondriittisen koostumuksen suhteen Kuvassa 48. Feniittiityneillä kiillegneisseillä on samankaltaiset REE-trendit. Niissä on rikastuneemmat LREE-pitoisuudet kuin HREE-pitoisuudet, joiden kasvuun vaikuttaa karbonaattiutuminen. Myös feniittiityneiden amfiboliittien REE-pitoisuudet korreloivat positiivisesti karbonaattiutumisen kanssa. Niiden kaksi vähemmän karbonaattiutunutta REE-trendiä ovat lähempänä protoliitin REE-pitoisuuksia (Kuva 48).

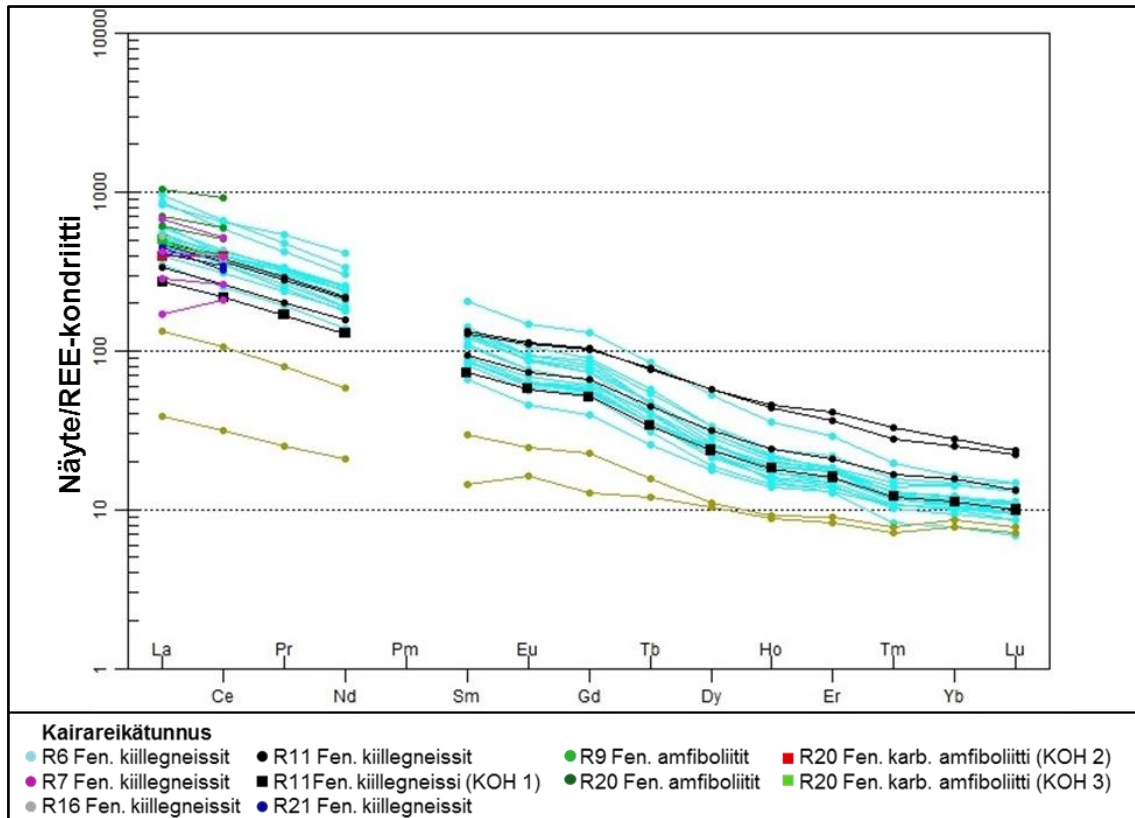
Taulukko 6. Feniittityneiden kiillegneissien ja amfiboliittien sekä niiden tyyppinäytteiden KOH 1—3 kokokivianalysitulokset. Pääalkuaineiden painoprosentit (wt.%) on normalisoitu 100 % ja sivu- ja hivenalkuaineet ovat miljoonasosina (ppm).

Kivilaji	Feniittitynyt kiillegneissi	Feniittitynyt (Cb) amfiboliitti	Feniittitynyt (Cb) amfiboliitti	Feniittityneet kiillegneissit			Feniittityneet amfiboliittit		
Pääalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n(157X ja +811L)=29			n(157X ja +811L)=8		
(wt.%)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
SiO ₂ (157X)	50,51	27,36	41,24	35,48	49,24	59,76	19,76	41,53	52,64
TiO ₂ (157X)	0,59	0,33	0,73	0,23	1,13	2,37	0,25	0,60	1,21
Al ₂ O ₃ (157X)	12,65	4,58	7,63	5,94	12,64	16,80	4,58	9,38	13,85
Fe ₂ O ₃ (157X)	6,53	8,36	11,18	6,53	11,33	15,03	7,86	10,69	14,09
MnO (157X)	0,27	0,42	0,60	0,19	0,37	0,62	0,20	0,49	1,03
MgO (157X)	3,65	8,52	9,03	2,88	5,91	12,01	5,04	8,59	13,55
CaO (157X)	9,47	26,66	13,11	1,68	6,90	15,67	2,99	13,58	31,97
Na ₂ O (157X)	7,71	2,71	5,39	1,50	5,50	7,71	0,87	3,79	5,39
K ₂ O (157X)	0,92	1,00	1,53	2,85	2,27	5,46	1,00	1,92	3,56
P ₂ O ₅ (157X)	0,76	3,07	0,95	0,22	1,34	4,09	0,09	2,62	6,33
F (157X)	0,08	0,22	0,30	0,07	0,32	0,75	<0,2	0,37	0,61
CO ₂ (+811L)	6,85	16,78	8,32	0,05	3,77	14,08	0,42	6,54	19,63
Σ	100	100	100	101			100		
Sivu- ja hivenalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n(157X)=29 n(307M)=22			n(157X)=8 n(307M)=2		
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
S (157X)	376,0	<60	<60	<60	138,6	376,0	<60	507,0	896,0
Cl (157X)	63,0	74,0	66,0	<60	70,5	121,0	<60	91,9	158,0
Li (157X)	17,5	-	-	17,5	87,8	233,0	131,0	136,5	142,0
Be (157X)	5,3	-	-	5,3	9,6	22,2	9,6	10,7	11,8
V (157X/307M)	97,9	70,0	112,0	74,0	139,7	202,0	55,0	125,8	351,0
Cr (157X/307M)	48,5	94,0	609,0	22,0	117,7	419,0	55,0	159,6	609,0
Co (307M)	17,1	-	-	11,9	30,7	48,9	40,1	50,6	61,0
Ni (157X/307M)	52,9	38,0	337,0	21,2	84,5	263,0	28,0	122,3	337,0
Cu (157X/307M)	42,0	23,0	53,0	17,5	76,7	148,0	<20	81,6	327,0
Zn (157X/307M)	140,0	148,0	242,0	108,0	214,9	804,0	115,0	180,0	242,0
Ga (157X)	<20	<20	20,0	<20	69,1	804,0	<20	23,0	26,0
As (157X/307M)	1,8	<20	<20	0,8	2,7	8,4	1,2	1,4	1,7
Rb (157X/307M)	28,5	23,0	41,0	23,3	66,9	252,0	23,0	47,9	98,6
Sr (157X/307M)	1160,0	1257,0	781,0	183,0	672,6	1290,0	298,0	809,6	1548,0
Zr (157X)	152,0	306,0	200,0	122,0	266,9	440,0	100,0	461,6	1887,0
Nb (157X)	130,0	113,0	184,0	97,0	183,6	444,0	100,0	201,1	468,0
Mo (157X/307M)	0,7	<10	<10	<0,5	0,8	1,9	0,6	1,0	1,4
Cd (307M)	0,4	-	-	0,4	0,6	1,2	0,3	0,3	0,3
Sn (157X/307M)	3,1	<20	<20	2,7	7,3	25,0	<20	24,5	27,0
Sb (157X/307M)	0,2	<100	<100	<0,1	0,2	1,5	0,1	0,2	0,2
Ba (157X/307M)	835,0	643,0	1086,0	1010,0	1325,6	2295,0	549,0	1110,5	1661,0
Tl (307M)	0,2	-	-	0,2	0,2	0,5	0,1	0,3	0,5
Pb (157X/307M)	5,4	<20	<20	4,9	22,5	280,0	9,6	11,7	13,7
Bi (157X/307M)	0,4	<30	<30	0,1	0,3	1,4	0,5	0,6	0,7
Th (157X/307M)	20,9	18,0	18,0	8,4	29,6	75,0	6,5	21,9	39,0
U (157X/307M)	3,6	15,0	<10	3,0	7,2	19,6	1,4	11,8	20,0
Σ	3202	2822	3749	3627			4193		
REE	n=1	n=1	n=1	n(157X)=29 n(307M)=22			n(157X)=8 n(307M)=2		
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
Sc (157X/307M)	12,60	30,00	<20	12,60	27,32	46,90	<20	25,63	32,00
Y (157X/307M)	31,60	42,00	28,00	24,60	41,96	136,00	15,90	54,46	147,00
La (157X/307M)	84,10	122,00	155,00	53,00	155,45	297,00	11,90	150,53	321,00
Ce (157X/307M)	175,00	318,00	302,00	169,00	308,69	533,00	25,30	337,61	751,00
Pr (307M)	20,50	-	-	20,50	37,05	65,40	3,08	6,43	9,78
Nd (307M)	77,40	-	-	77,40	135,10	248,00	12,60	24,00	35,40
Sm (307M)	14,20	-	-	18,20	21,68	40,40	2,81	4,29	5,77
Eu (307M)	4,22	-	-	3,37	5,97	10,80	1,19	1,51	1,82
Gd (307M)	13,30	-	-	10,30	18,66	33,80	3,32	4,60	5,88
Tb (307M)	1,60	-	-	1,21	2,17	3,99	0,57	0,66	0,74
Dy (307M)	7,62	-	-	5,71	9,51	18,50	3,32	3,44	3,55
Ho (307M)	1,31	-	-	0,99	1,56	3,30	0,63	0,65	0,66
Er (307M)	3,36	-	-	2,70	4,02	8,58	1,74	1,81	1,88
Tm (307M)	0,39	-	-	0,27	0,46	1,06	0,23	0,24	0,25
Yb (307M)	2,33	-	-	1,61	2,74	5,79	1,61	1,71	1,81
Lu (307M)	0,32	-	-	0,22	0,38	0,76	0,23	0,24	0,25
Σ	450	512	485	773			618		

Kommentit: merkillä < kun alkuainepitoisuus on alle analyysimääritysrajan, (Cb) on karbonaattipitoinen, n on näytemäärä ja – on analysoimaton. Merkinnät 157X, 307M ja +811L tarkoittavat XRF-, ICP-MS- ja hiilianalyysejä.



Kuva 47. Feniittiityneiden kiillegneissien ja amfiboliittien sekä niiden tyyppinäytteiden KOH 1—5 kokokivianalyysitulokset ovat esitettyinä Harker-diagrammeissa. Pääalkuaineiden painoprosentit on normalisoitu 100 % ja hivenalkuaineen niobiumin (Nb) pitoisuudet ovat miljoonasosina (ppm) suhteessa piidioksidiin. Näytteiden symbolit ja kairareikäätunnukset näkyvät kuvan alaosassa.



Kuva 48. Feniittityneiden kiillegneissien ja amfiboliittien hivenalkuainepitoisuudet ovat normalisoituna REE-kondriittisen koostumuksen suhteen (mukailleen Boynton 1984). Näytteiden symbolit ja kairareikäätunnukset näkyvät kuvan alaosassa.

5.2. Metakarbonatiitit

Metakarbonatiitit eli metafoskoriitit ja metasilikokarbonatiitit on erotettu kairasydämien, petrografian, geokemian ja karbonaattipitoisuuden avulla. Tyypinäytteiden geokemiat edustavat kivilajinsa tyypillisiä alkuainepitoisuuksia ja toisinaan ne edustavat niiden poikkeavuutta keskiarvopitoisuuksista. Raitaisia metasilikokarbonatiitteja ei voida erottaa pelkästään geokemian ja mineralogian avulla, koska ne ovat metafoskoriitin, feniittityneen amfiboliitin tai feniittityneen alkaliambolikiven muuttumistulosta. Metakarbonatiittien tunnistaminen tapahtuu parhaiten kairasydännäytteiden avulla. Metafoskoriitit ovat hieman karbonaattiutuneita ja metasilikokarbonatiitit ovat runsaasti karbonaattiutuneita (Vartiainen ja Woolley 1976). Metakarbonatiiteilla ei ole suoranaista geokemiallista luokittelua, vaan se perustuu niiden mineraalien määrään, jonka mukaan metafoskoriitissa on 0–40 % karbonaattia ja metasilikokarbonaatissa on 50–70 % karbonaattia. Geokemiallisten tuloksien mukaan CO₂-keskiarvopitoisuus on 13,7 % metafoskoriiteissa ja 25,0 % metasilikokarbonatiiteissa (Taulukko 7). Metakarbonatiittien kokokivianalyysitulokset

ovat Taulukossa 7 ja Kuvissa 49—51. Metafoskoriitit ovat kairarei’istä R5, R6, R9, R12 R14—R16 R18—R23 ja R25, joita edustavat tyyppinäytteet KOH 1—4. Metasilikokarbonaatiitit ovat kairarei’istä R5 ja R18—23, joita edustavat tyyppinäytteet KOH 5—6.

Metafoskoriitin (R6: tyyppinäyte KOH 1) pääalkuainepitoisuuksista koholla ovat TiO_2 (2,0 %), Fe_2O_3 (13,8 %), MgO (11,9 %), K_2O (2,0 %) ja CO_2 (13,8) suhteessa metafoskoriittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 7). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (2879 ppm), V (211 ppm), Cr (240 ppm), Co (53 ppm), Ni (223 ppm), Cu (156 ppm), Sr (1450 ppm) ja Zr (610 ppm). REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Metafoskoriitin (R14: tyyppinäyte KOH 2) pääalkuainepitoisuuksista koholla ovat Fe_2O_3 (17,9 %), MgO (11,7 %), CaO (26,0 %), P_2O_5 (5,1 %) ja CO_2 (21,9 %) suhteessa metafoskoriittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 7). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (8212 ppm), V (196 ppm), Zn (240 ppm), Sr (1920 ppm), Zr (1935 ppm) ja Nb (520 ppm). REE-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat La (288 ppm), Ce (566 ppm) ja Nd (227 ppm).

Metafoskoriitin (R14: tyyppinäyte KOH 3) pääalkuainepitoisuuksista koholla ovat TiO_2 (1,6 %), Fe_2O_3 (30,2 %), MgO (19,3 %) ja K_2O (2,1 %) suhteessa metafoskoriittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 7). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (7620 ppm), V (246 ppm), Co (54 ppm), Cu (110 ppm), Zn (301 ppm), Zr (4704 ppm) ja Ba (4070 ppm). REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Metafoskoriitin (R21: tyyppinäyte KOH 4) pääalkuainepitoisuuksista koholla ovat TiO_2 (2,7 %), Fe_2O_3 (15,2 %), MgO (10,7 %), CaO (22,5 %) ja CO_2 (14,7 %) suhteessa metafoskoriittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 7). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat V (192 ppm), Cr (190 ppm), Ni (263 ppm), Cu (168 ppm), Zr (819 ppm) ja U (14 ppm). REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Metasilikokarbonatiitin (R19: tyyppinäyte KOH 5) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (29,7 %), Al_2O_3 (7,3 %), Fe_2O_3 (7,4 %), MnO (0,7 %), Na_2O (4,2 %) ja K_2O (1,1 %) suhteessa metasilikokarbonatiittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 7). Sivu- ja hivenalkuaine-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (2367 ppm), Zn (179 ppm) Nb (163 ppm), Ba (1409 ppm), Pb (143 ppm) ja Th (70 ppm). REE-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat La (282 ppm) ja Ce (595 ppm).

Metasilikokarbonatiitin (R22: tyyppinäyte KOH 6) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (18,0 %), Al_2O_3 (4,3 %), Fe_2O_3 (7,9 %), MnO (0,75 %) CaO (34,4 %) ja Na_2O (1,4 %) suhteessa metasilikokarbonatiittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 7). Sivu- ja hivenalkuaine-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Zr (264 ppm) ja U (20 ppm). REE-pitoisuudet ovat alle keskiarvojen.

Metafoskoriittien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (30,6 %), TiO_2 (1,1), Al_2O_3 (6,1 %), Fe_2O_3 (12,1 %), MgO (10,6 %), Na_2O (2,6 %) ja K_2O (1,5 %) suhteessa metasilikokarbonatiittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 7). Metafoskoriittien sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (1202 ppm), V (118 ppm), Cr (179 ppm), Ni (134 ppm), Zn (201 ppm), Zr (446 ppm), Nb (229 ppm) ja Ba (1322 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien mukaan ne ovat suhteellisen alhaisia.

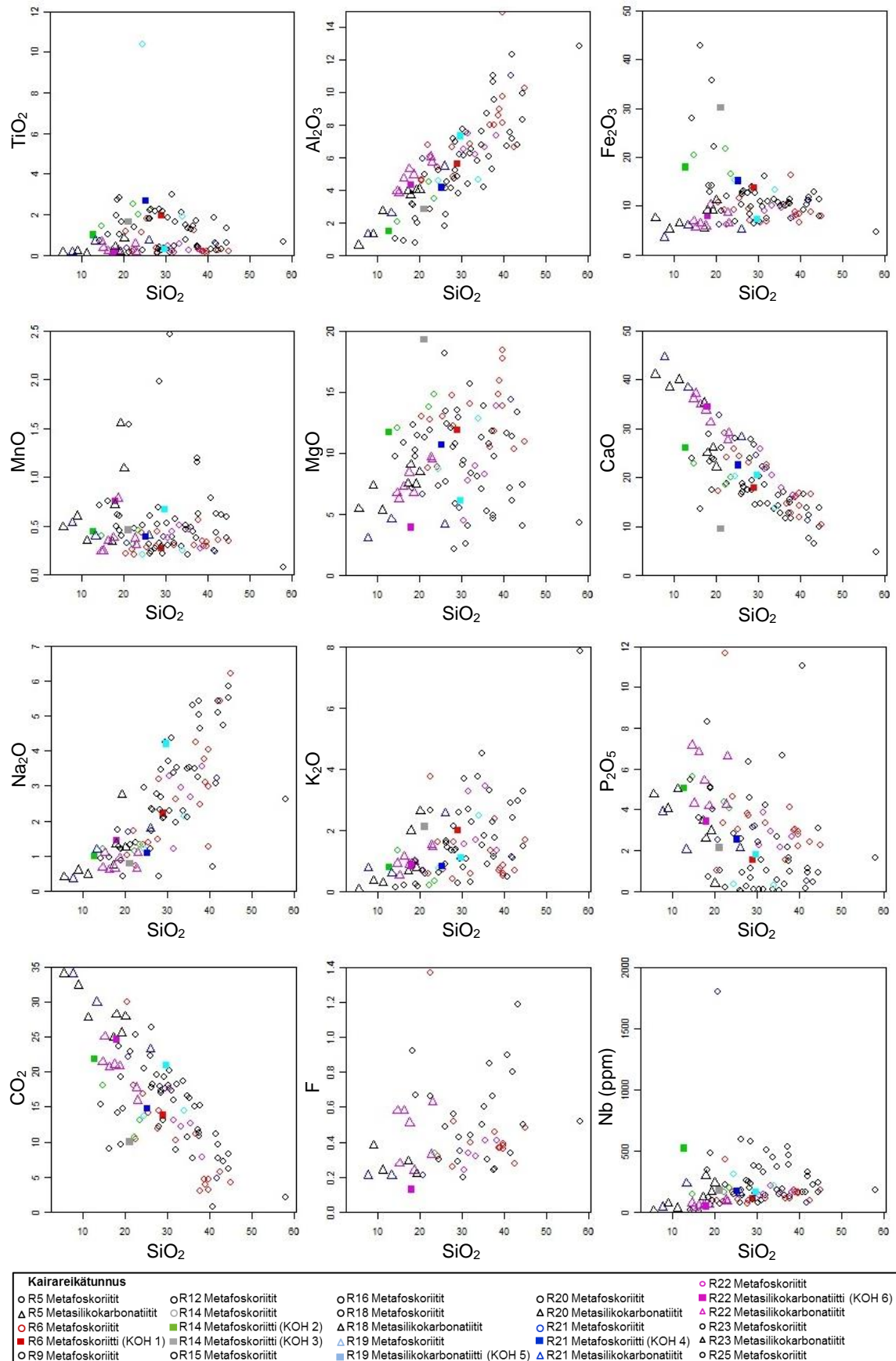
Metasilikokarbonatiittien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksista ovat koholla CaO (32,8 %), P_2O_5 (4,0 %) ja CO_2 (25,1 %) suhteessa metafoskoriittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 7). Sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan koholla ovat Th (43 ppm) ja U (20 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen kohonneita ovat La (213 ppm) ja Ce (489 ppm).

Metakarbonatiittien SiO_2 -pitoisuuksilla on positiivista korrelaatiota Al_2O_3 -, Fe_2O_3 -, MnO , MgO -, Na_2O -, K_2O -, F- ja Nb-pitoisuuksien kanssa ja negatiivisista korrelaatiota CaO -, P_2O_5 - ja CO_2 -pitoisuuksien kanssa (Kuva 49).

Taulukko 7. Metakarbonatiittien kokokivianalyysitulokset. Pääalkuaineiden painoprosentit (wt.%) on normalisoitu 100 % ja sivu- ja hivenalkuaineet ovat miljoonasosina (ppm).

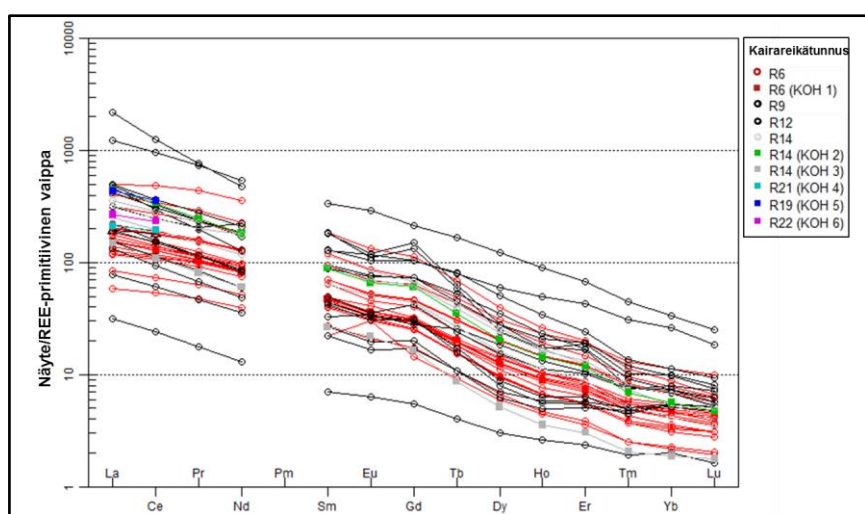
Kivilaji	Metaf.	Metaf.	Metaf.	Metaf.	Metas.	Metas.	Metafoskoriitit			Metasilikokarbonatiitit		
Pääalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X ja +811L)=79			n(157X ja +811L)=19		
(wt.%)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(KOH 4)	(KOH 5)	(KOH 6)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
SiO ₂ (157X)	29,02	12,74	21,09	25,23	29,68	17,99	12,74	30,63	57,95	7,65	16,96	29,68
TiO ₂ (157X)	1,95	1,01	1,64	2,67	0,30	0,18	0,10	1,14	10,38	0,11	0,34	0,83
Al ₂ O ₃ (157X)	5,59	1,50	2,82	4,17	7,33	4,31	0,78	6,07	14,92	1,30	4,00	7,33
Fe ₂ O ₃ (157X)	13,82	17,92	30,18	15,16	7,38	7,93	4,81	12,09	42,87	5,27	7,11	11,22
MnO (157X)	0,27	0,44	0,46	0,39	0,67	0,75	0,08	0,48	2,46	0,24	0,56	1,55
MgO (157X)	11,91	11,71	19,25	10,71	6,09	3,93	2,16	10,55	19,25	3,93	6,68	9,64
CaO (157X)	17,90	25,98	9,51	22,48	20,47	34,44	4,65	18,31	32,72	22,13	32,84	44,54
Na ₂ O (157X)	2,21	0,99	0,78	1,09	4,20	1,44	0,41	2,63	6,19	0,35	1,17	4,20
K ₂ O (157X)	2,00	0,80	2,12	0,83	1,10	0,84	0,14	1,52	7,86	0,05	1,05	2,62
P ₂ O ₅ (157X)	1,54	5,06	2,14	2,55	1,82	3,44	0,02	2,63	11,68	0,39	3,97	7,17
F (157X)	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	0,13	<0,2	0,27	1,37	<0,2	0,25	0,63
CO ₂ (+811L)	13,80	21,85	10,00	14,73	20,98	24,61	0,77	13,67	29,95	17,74	25,06	34,02
Σ	100	100	100	100	100	100	100			100		
Sivu- ja hivenalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X)=79 n(307M)=38			n(157X)=19		
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(KOH 4)	(KOH 5)	(KOH 6)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
S (157X)	2879,0	8212,0	7620,0	<60	2367,0	<60	<60	1202,8	8212,0	<60	508,5	2367,0
Cl (157X)	61,0	<60	61,0	80,0	93,0	65,0	<60	80,9	169,0	<60	76,6	95,0
Li (157X)	13,2	16,2	59,6	-	-	-	<5	78,2	981,0	-	-	-
Be (157X)	5,5	5,1	11,0	-	-	-	0,7	12,5	126,0	-	-	-
V (157X/307M)	211,0	196,0	246,0	192,0	64,0	<30	22,6	118,3	387,0	<30	49,5	121,0
Cr (157X/307M)	240,0	19,2	44,3	190,0	45,0	<20	7,3	179,4	1536,0	52,0	59,0	125,0
Co (307M)	52,7	29,2	54,0	-	-	-	9,7	32,5	72,3	-	-	-
Ni (157X/307M)	223,0	20,4	58,2	263,0	38,0	<20	5,0	134,0	719,0	<20	47,0	127,0
Cu (157X/307M)	156,0	86,5	110,0	168,0	28,0	<20	5,1	70,2	230,0	<20	34,4	46,0
Zn (157X/307M)	155,0	240,0	301,0	144,0	179,0	117,0	68,4	201,3	986,0	74,0	129,8	283,0
Ga (157X)	26,0	23,0	<20	<20	<20	<20	<20	23,8	34,0		<20	
As (157X/307M)	1,2	4,4	3,6	<20	<20	<20	<0,5	4,1	15,8		<20	
Rb (157X/307M)	56,5	17,1	44,7	50,0	30,0	40,0	8,0	45,3	170,0	19,0	35,8	48,0
Sr (157X/307M)	1450,0	1920,0	986,0	1041,0	2141,0	1962,0	356,0	1426,7	4520,0	1937,0	2561,9	3483,0
Zr (157X)	610,0	1935,0	4704,0	819,0	205,0	264,0	85,0	445,6	4704,0	166,0	255,4	450,0
Nb (157X)	115,0	520,0	177,0	173,0	163,0	49,0	7,0	228,6	1799,0	11,0	109,6	301,0
Mo (157X/307M)	1,1	3,3	<0,5	<10	<10	<10	<0,5	1,5	4,7	<10	<10	
Cd (307M)	0,8	1,1	0,5	-	-	-	0,1	0,8	5,0	-	-	-
Sn (157X/307M)	3,7	6,6	5,1	31,0	<20	27,0	<2	15,1	55,0	<20	24,1	31,0
Sb (157X/307M)	0,4	0,4	0,4	<100	<100	<100	<0,1	0,5	2,2		<100	
Ba (157X/307M)	1050,0	783,0	4070,0	689,0	1409,0	1694,0	355,0	1321,8	13000,0	448,00	1008,9	1835,00
Tl (307M)	0,2	0,1	0,2	-	-	-	<0,1	0,2	1,3	-	-	-
Pb (157X/307M)	5,7	13,1	10,5	<20	143,0	<20	2,2	17,0	106,0	<20	63,0	143,0
Bi (157X/307M)	0,1	0,4	0,2	<30	<30	<30	<0,1	1,5	34,0		<30	
Th (157X/307M)	15,1	36,2	21,4	35,0	70,0	24,0	3,7	38,2	83,0	16,0	43,2	158,0
U (157X/307M)	4,2	5,1	2,3	14,0	14,0	20,0	0,6	10,9	68,1	13,0	19,8	30,0
Σ	7336	14093	18591	3889	6989	4262	5692			5027		
REE	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n(157X)=79 n(307M)=38			n(157X)=19		
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(KOH 4)	(KOH 5)	(KOH 6)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
Sc (157X/307M)	24,10	26,10	23,20	<20	29,00	<20	5,60	29,42	67,00	<20	26,58	39,00
Y (157X/307M)	32,00	47,00	11,60	29,00	57,00	51,00	10,10	49,78	302,00	39,00	73,95	155,00
La (157X/307M)	101,00	288,00	97,20	138,00	282,00	174,00	20,60	209,21	1437,00	137,00	212,63	301,00
Ce (157X/307M)	214,00	566,00	184,00	324,00	595,00	392,00	40,50	428,75	2485,00	349,00	488,79	694,00
Pr (307M)	26,40	62,50	20,60	-	-	-	4,52	46,63	194,00	-	-	-
Nd (307M)	103,00	227,00	75,00	-	-	-	16,20	175,91	676,00	-	-	-
Sm (307M)	19,00	36,10	10,80	-	-	-	2,85	31,06	136,00	-	-	-
Eu (307M)	5,59	10,20	3,36	-	-	-	3,36	9,04	44,70	-	-	-
Gd (307M)	17,00	32,80	8,94	-	-	-	8,94	28,76	116,00	-	-	-
Tb (307M)	2,00	3,47	0,86	-	-	-	0,40	3,31	16,40	-	-	-
Dy (307M)	8,64	13,90	3,47	-	-	-	3,47	14,25	83,00	-	-	-
Ho (307M)	1,33	2,15	0,53	-	-	-	0,53	2,25	13,40	-	-	-
Er (307M)	3,20	5,17	1,33	-	-	-	1,04	5,45	29,60	-	-	-
Tm (307M)	0,35	0,47	0,14	-	-	-	0,13	0,55	3,04	-	-	-
Yb (307M)	2,04	2,49	0,82	-	-	-	0,82	3,06	14,90	-	-	-
Lu (307M)	0,29	0,32	0,12	-	-	-	0,11	0,39	1,71	-	-	-
Σ	560	1324	442	491	963	617	1038			802		

Kommentit: merkillä < kun alkuainepitoisuus on alle analyysimääritysrajan, n on näyttemäärä ja – on analysoimaton. Merkinnät 157X, 307M ja +811L tarkoittavat XRF-, ICP-MS- ja hiilianalyysia. Lyhenne: Metaf.=metafoskoriitti ja Metas.=metasilikokarbonatiitti.

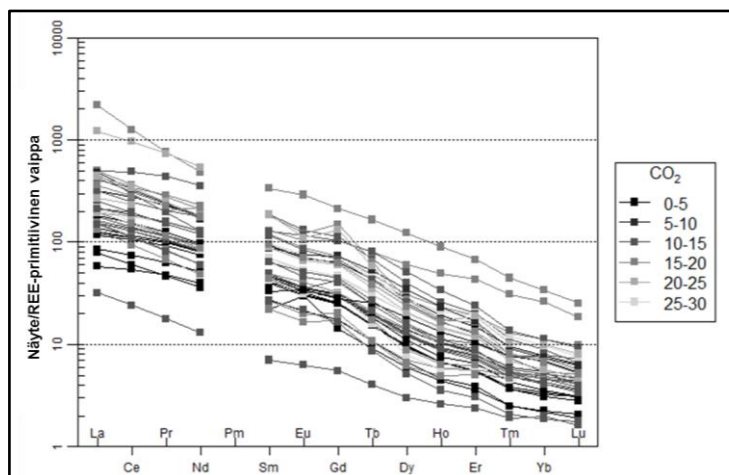


Kuva 49. Metafoskoriittien ja metasilikokarbonaattiitten pääalkuaineiden painoprosentit on normalisoitu 100 % ja niobiumin (Nb) pitoisuudet ovat miljoonasosina (ppm) suhteessa piidioksidiin. Näytteiden symbolit ja kairareikäätunnukset näkyvät kuvan alaosassa.

Metafoskoriittien ja niiden tyyppinäytteiden KOH 1—4 hivenalkuaineet ovat normalisoituna primitiivisen vaipan REE-koostumuksen suhteen (Kuvat 50 ja 51). Punaisen väriset REE-pitoisuustrendit ja sen alla olevat näytteet edustavat metafoskoriitteja (Kuva 51). Alimmat mustat REE-pitoisuustrendit edustavat kairareiän R6 primitiivisiä ultramafisia näytteitä ja ylimmät harmaat edustavat muiden kairareikien CO₂-pitoisempia näytteitä. Kairareiän R9 metafoskoriitilla on Kauluksen kivistä kaikista alhaisimmat REE-pitoisuudet (Kuvat 50—51). Metasilikokarbonatiittien runsaasti karbonaattiutuneet tyyppinäytteet KOH 5—6 esiintyvät näytteiden yläpäässä ja niistä on analysoitu vain La- ja Ce-pitoisuudet.



Kuva 50. Metakarbonatiittien hivenalkuaineet on normalisoitu REE-primitiivisen vaipan koostumuksen suhteen (mukaillen McDonough ja Sun 1995). Punaiset pisteiviivat edustavat primitiivisiä metafoskoriitteja. Metafoskoriittien tyyppinäytteet ovat 1—4 ja metasilikokarbonatiittien tyyppinäytteet ovat KOH 5—6.



Kuva 51. Metakarbonatiittien hivenalkuaineet on normalisoituna REE-primitiivisen vaipan koostumuksen suhteen (mukaillen McDonough ja Sun 1995). Näytteiden karbonaattipitoisuus vaihtelee 0—30 % välillä.

5.3. Karbonatiitit

Karbonatiittien kokokivianalyysitulokset ovat Taulukoissa 8—9 ja Kuvissa 51—54. Karbonatiitit ovat kairarei'istä R5, R6, R9, R10, R12—R14, R18, R20—R23 ja R25. Soklin Kauluksen karbonatiiteista esiintyy määrällisesti eniten laskevassa järjestyksessä: ferrokarbonatiittia, kalsiumkarbonatiittia, magnesiumkarbonatiittia ja REE-karbonatiittia. Kauluksen karbonatiiteissa on yli 50 % karbonaattia. Niiden MgO-pitoisuudet vaihtelevat välillä 1,2—14,9 %, Fe_2O_3 -pitoisuudet vaihtelevat välillä 2,1—18,7 %, Ca-pitoisuudet vaihtelevat 24,7—50,8 % välillä ja CO_2 -pitoisuudet vaihtelevat 20,6—42,5 % välillä (Taulukko 9). Al Anin ja Sarapään (2013) mineralogisten analyysituloksien mukaan CaO esiintyy pääosin kalsiitissa (CaCO_3) ja Ca sekä Mg esiintyvät dolomiitissa ($\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$). Fe_2O_3 esiintyy pääosin magnetiitissa (Fe_3O_4). Karbonatiittien REE-keskiarvopitoisuuksien summat ja karbonatiittien Th/U-suhteet korreloivat positiivisesti keskenään (Taulukko 9). Th/U-suhteiden mukaan magmaattiset vaiheet ovat kehittyneet järjestyksessä: magnesiumkarbonatiitti (1,3) → kalsiumkarbonatiitti (2,8) → ferrokarbonatiitti (3,8) → REE-karbonatiitti (29,0) (Taulukko 9).

Kalsiumkarbonatiitin (R12: tyyppinäyte KOH 1) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla CaO (49,5 %) ja CO_2 (42,0 %) suhteessa karbonatiitteihin (Taulukko 8). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla on Sr (3530 ppm). REE-pitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

Magnesiumkarbonatiitin (R23: tyyppinäyte KOH 2) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (8,6 %), Fe_2O_3 (8,2 %), MnO (1,2 %), MgO (11,5 %), P_2O_5 (3,8 %) ja CO_2 (33,6 %) suhteessa karbonatiitteihin (Taulukko 8). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Cr (41 ppm), Rb (27 ppm), Sr (2724 ppm), Nb (129 ppm), Ba (622 ppm), Th (38 ppm) ja U (24 ppm). REE-pitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

Ferrokarbonatiitin (R6: tyyppinäyte KOH 3) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla Fe_2O_3 (10,8 %), P_2O_5 (5,2 %) ja CO_2 (31,0 %) suhteessa karbonatiitteihin (Taulukko 8).

Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (3501 ppm), Sr (2800 ppm) ja Zr (714 ppm). REE-pitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

Ferrokarbonatiitin (R13: tyyppinäyte KOH 4) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla TiO_2 (0,64 %), Fe_2O_3 (13,3 %), CaO (40,4 %) ja CO_2 (32,5 %) suhteessa karbonatiitteihin (Taulukko 8). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat V (127 ppm) ja Zn (150 ppm). REE-pitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

Ferrokarbonatiitin (R13: tyyppinäyte KOH 5) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (9,5 %), Al_2O_3 (1,6 %) Fe_2O_3 (14,0 %) ja P_2O_5 (6,0 %) suhteessa karbonatiitteihin (Taulukko 8). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat V (96 ppm), Zn (134 ppm), Zr (1715 ppm) ja Ba (970 ppm). REE-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat La (287 ppm), Ce (532 ppm) ja Nd (209 ppm).

REE-karbonatiitin (R9: tyyppinäyte KOH 6) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla Fe_2O_3 (9,1 %), MnO (2,0 %), MgO (10,8 %) ja CO_2 (38,2 %) suhteessa karbonatiitteihin (Taulukko 8). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (9509 ppm), Cl (92 ppm), Li (52 ppm), Zn (291 ppm), Sr (18400 ppm), Nb (1834 ppm), Ba (9530 ppm), Pb (68 ppm) ja Th (285 ppm). REE-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Y (120 ppm), La (2660 ppm), Ce (4590 ppm), Pr (472 ppm), Nd (1650 ppm), Sm (218 ppm), Eu (56 ppm) Gd (211 ppm), Tb (16 ppm), Dy (41 ppm), Er (17 ppm) ja Yb (8 ppm). REE-pitoisuuksien summa on korkea (10078 ppm) ja sen REO-pitoisuus on 1,35 %.

Kalsiumkarbonatiittien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan koholla ovat CaO (46,3 %) ja CO_2 (35,6 %) suhteessa karbonatiittien keskiarvoihin (Taulukko 9). Sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Sr (3491 ppm), Zr (149 ppm) ja Th (36 ppm). REE-keskiarvopitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

Magnesiumkarbonatiittien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan koholla ovat SiO_2 (9,3 %), Al_2O_3 (1,79 %), MgO (9,9 %) ja CO_2 (33,1 %) suhteessa karbonatiittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 9). Sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien

mukaan suhteellisen koholla ovat S (3990 ppm), Zn (112 ppm), Sr (4273 ppm), Zr (307 ppm) ja U (17 ppm). REE-keskiarvopitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

Ferrokarbonatiittien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan koholla ovat SiO_2 (10,4 %), TiO_2 (0,4 %), Al_2O_3 (2,0 %), Fe_2O_3 (9,4 %) ja P_2O_5 (4,4 %) suhteessa karbonatiittien keskiarvopitoisuuksiin (Taulukko 9). Sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (1708 ppm), V (66 ppm), Cr (46 ppm), Zn (117 ppm), Zr (514 ppm), Nb (540 ppm), Ba (854 ppm) ja Th (41 ppm). REE-keskiarvopitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

REE-karbonatiittien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan koholla ovat Fe_2O_3 (7,5 %), MnO (1,9 %), MgO (8,0 %) ja CO_2 (37,4 %) (Taulukko 9). Sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat S (5258 ppm), Zn (208 ppm), Sr (22767 ppm), Zr (428 ppm), Nb (711 ppm), Ba (6460 ppm), Pb (67 ppm) ja Th (203 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen kohonneita ovat muun muassa Y (128 ppm), La (4003 ppm), Ce (6423 ppm), Pr (626 ppm), Nd (2090 ppm), Sm (227 ppm) ja Gd (238 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien summa on korkea (13890 ppm) ja niiden REO-keskiarvopitoisuus on 1,63 %.

Karbonatiittien CO_2 -pitoisuuksilla on positiivista korrelaatiota MnO-, CaO- ja Nb-pitoisuuksien kanssa ja negatiivista korrelaatiota SiO_2 -, TiO_2 -, Al_2O_3 -, Fe_2O_3 -, MgO-, Na_2O_3 -, K_2O -, P_2O_5 - ja F-pitoisuuksien kanssa (Kuva 52). Ferro- ja magnesiumkarbonatiitit ovat syntyneet mahdollisesti kahdessa eri magmaattisessa vaiheessa. REE-karbonatiiteista ei ole korrelaatiota vähäisen näytemäärän takia (Kuva 52). Kalsiumkarbonatiitit ovat punaisilla rajatuilla alueilla, magnesiumkarbonatiitit ovat vihreillä rajatuilla alueilla, ferrokarbonatiitit ovat mustilla rajatuilla alueilla ja REE-karbonatiitit ovat sinisillä rajatuilla alueilla. Magnesiumkarbonatiitteja ja ferrokarbonatiitteja esiintyy muun muassa MnO-/CaO-rikkaampina sekä MnO-/CaO-köyhtyneempinä.

Taulukko 8. Karbonaattiin tyypinäytteiden KOH 1—6 kokokivianalyysitulokset. Pääalkuaineiden painoprosentit (wt.%) on normalisoitu 100 % ja sivu- ja hivenalkuaineet ovat miljoonasosina (ppm).

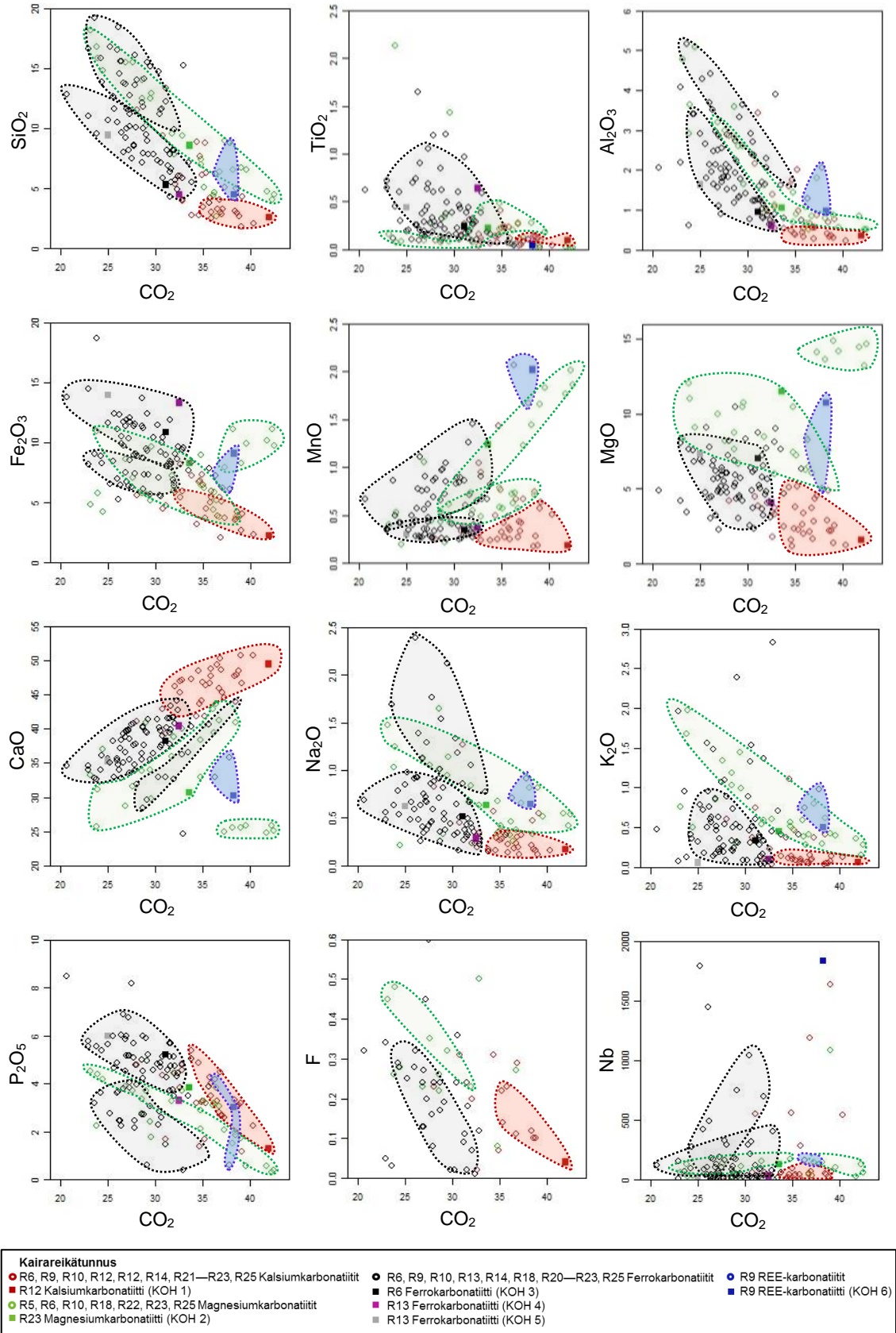
Kivilaji	Kalsiumkarbonaatti	Magnesiumkarbonaatti	Ferrokarbonaatti			REE-karbonaatti
Pääalkuaineet	(KOH 1)	(KOH 2)	(KOH 3)	(KOH 4)	(KOH 5)	(KOH 6)
(wt.%)	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1
SiO ₂ (157X)	2,56	8,55	5,30	4,47	9,43	4,49
TiO ₂ (157X)	0,10	0,22	0,24	0,64	0,44	0,05
Al ₂ O ₃ (157X)	0,35	1,06	0,95	0,61	1,64	0,97
Fe ₂ O ₃ (157X)	2,24	8,28	10,84	13,30	13,95	9,08
MnO (157X)	0,18	1,24	0,34	0,37	0,30	2,02
MgO (157X)	1,58	11,52	7,03	4,05	7,34	10,76
CaO (157X)	49,45	30,65	38,19	40,41	35,27	30,23
Na ₂ O (157X)	0,17	0,63	0,51	0,28	0,62	0,64
K ₂ O (157X)	0,06	0,45	0,34	0,10	0,06	0,51
P ₂ O ₅ (157X)	1,29	3,84	5,22	3,29	5,98	3,02
F (157X)	0,04	<0,2	<0,2	0,00	0,00	<0,2
CO ₂ (+811L)	41,97	33,56	31,04	32,47	24,96	38,22
Σ	100	100	100	100	100	100
Sivu- ja hivenalkuaineet						
(ppm)	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1
S (157X)	74,0	<60	3501,0	61,0	211,0	9509,0
Cl (157X)	63,0	72,0	69,0	<60	<60	92,0
Li (157X)	6,7	-	<5	7,0	5,7	51,7
Be (157X)	1,7	-	1,7	1,4	2,9	1,9
V (157X/307M)	26,8	35,0	51,0	127,0	95,7	32,2
Cr (157X/307M)	6,6	41,0	15,7	9,1	8,8	24,9
Co (307M)	8,6	-	22,0	17,7	25,2	19,0
Ni (157X/307M)	12,7	35,0	22,5	11,0	11,3	20,3
Cu (157X/307M)	43,7	<20	12,9	28,7	24,9	8,7
Zn (157X/307M)	33,9	77,0	104,0	150,0	134,0	291,0
Ga (157X)	<20	<20	<20	<20	<20	<20
As (157X/307M)	4,8	<20	2,0	6,0	5,8	13,7
Rb (157X/307M)	3,1	27,0	7,7	6,5	8,2	11,8
Sr (157X/307M)	3530,0	2724,0	2800,0	2140,0	2260,0	18400,0
Zr (157X)	79,0	174,0	714,0	151,0	1715,0	356,0
Nb (157X)	<7	129,0	<7	28,0	9,0	1834,0
Mo (157X/307M)	0,5	<10	0,9	0,6	<0,5	2,1
Cd (307M)	0,3	-	0,5	0,6	0,7	3,0
Sn (157X/307M)	<2	<20	2,6	3,5	3,5	2,2
Sb (157X/307M)	0,4	<100	0,1	0,3	0,3	0,9
Ba (157X/307M)	549,0	622,0	330,0	462,0	970,0	9530,0
Tl (307M)	0,1	-	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Pb (157X/307M)	10,6	<20	3,2	10,9	5,2	68,3
Bi (157X/307M)	0,2	<30	<0,1	0,2	<0,1	0,3
Th (157X/307M)	19,5	38,0	5,0	8,1	16,4	285,0
U (157X/307M)	1,0	24,0	3,7	1,8	1,7	7,5
Σ	4476	3998	7670	3232	5515	40566
Th/U	20,3	1,6	1,3	4,6	9,6	37,9
REE						
(ppm)	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1
Sc (157X/307M)	5,89	28,00	12,20	8,41	9,59	12,40
Y (157X/307M)	58,10	78,00	47,30	39,30	60,50	120,00
La (157X/307M)	208,00	163,00	144,00	142,00	287,00	2660,00
Ce (157X/307M)	411,00	376,00	321,00	306,00	532,00	4590,00
Pr (307M)	47,50	-	41,10	36,80	57,10	472,00
Nd (307M)	181,00	-	162,00	142,00	209,00	1650,00
Sm (307M)	32,70	-	27,10	23,10	35,40	218,00
Eu (307M)	9,30	-	7,70	6,41	10,40	56,20
Gd (307M)	29,90	-	24,30	21,20	33,20	211,00
Tb (307M)	3,55	-	2,78	2,46	3,78	16,20
Dy (307M)	15,80	-	11,90	10,70	16,80	40,60
Ho (307M)	2,55	-	1,90	1,74	2,75	5,39
Er (307M)	6,10	-	4,72	4,35	6,58	16,60
Tm (307M)	0,63	-	0,50	0,47	0,63	1,15
Yb (307M)	3,44	-	2,65	2,57	3,22	7,54
Lu (307M)	0,45	-	0,36	0,34	0,43	0,89
Σ	1016	645	812	748	1268	10078

Kommentit: merkillä < kun alkuainepitoisuus on alle analyysimääritysrajan, n on näytemäärää ja – on analysoimaton. Merkinnät 157X, 307M ja +811L tarkoittavat XRF-, ICP-MS- ja hiilianalyysia

Taulukko 9. Karbonatiittien kokokivianalyyysitulokset. Pääalkuaineiden painoprosentit (wt.%) on normalisoitu 100 % ja sivu- ja hivenalkuaineet ovat miljoonasosina (ppm).

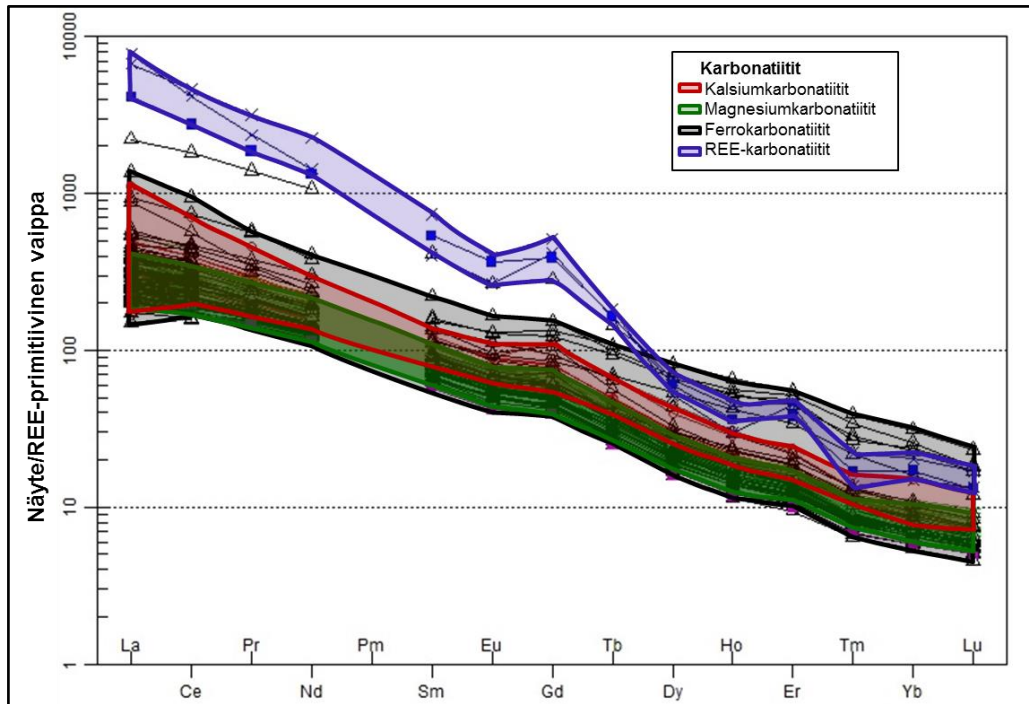
Kivilaji	Kalsiumkarbonatiitit			Magnesiumkarbonatiitit			Ferrokarbonatiitit			REE-karbonatiitit		
Pääalkuaineet	n(157X) ja +811L)=33			n(157X) ja +811L)=30			n(157X) ja +811L)=77			n(157X) ja +811L)=3		
(wt.%)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
SiO ₂ (157X)	1,84	4,90	13,33	2,70	9,27	18,13	3,75	10,44	19,16	4,49	6,48	8,78
TiO ₂ (157X)	0,02	0,14	0,40	0,01	0,27	2,13	0,07	0,40	1,65	0,04	0,07	0,11
Al ₂ O ₃ (157X)	0,24	0,90	3,42	0,51	1,79	5,07	0,61	2,03	5,17	0,97	1,45	2,08
Fe ₂ O ₃ (157X)	2,06	4,88	8,16	3,81	7,07	11,12	5,23	9,41	18,70	6,15	7,50	9,08
MnO (157X)	0,17	0,45	1,43	0,19	0,85	2,02	0,24	0,56	1,45	1,67	1,92	2,07
MgO (157X)	1,19	3,00	5,18	6,03	9,86	14,87	2,31	5,69	10,49	5,02	8,03	10,76
CaO (157X)	39,20	46,32	50,75	24,81	33,49	43,60	24,72	37,18	44,09	30,23	33,01	35,87
Na ₂ O (157X)	0,12	0,31	1,27	0,22	0,72	1,64	0,15	0,68	2,39	0,64	0,76	0,91
K ₂ O (157X)	0,04	0,21	1,11	0,15	0,70	1,98	0,01	0,55	2,82	0,51	0,75	0,99
P ₂ O ₅ (157X)	1,17	3,26	5,39	0,32	2,75	4,52	0,40	4,43	8,49	0,62	2,60	4,17
F (157X)	<0,2	0,17	0,31	<0,2	0,30	0,48	<0,2	0,18	0,60	<0,2	<0,2	<0,2
CO ₂ (+811L)	28,06	35,56	41,97	23,06	33,11	42,46	20,59	28,55	35,60	36,29	37,44	38,22
Σ	100			100			100			100		
Sivu- ja hivenalkuaineet	n(157X)=33 n(307M)=16			n(157X)=30 n(307M)=16			n(157X)=77 n(307M)=36			n(157X)=3 n(307M)=3		
(ppm)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
S (157X)	<60	218,1	1446,0	<60	3989,5	13580,0	<60	1707,8	8426,0	1579,0	5258,0	9509,0
Cl (157X)	<60	79,3	105,0	<60	74,9	121,0	<60	76,3	100,0	68,0	86,7	100,0
Li (157X)	<5	11,9	33,5	<5	21,2	57,5	<5	17,2	72,9	37,5	44,4	51,7
Be (157X)	0,7	1,8	4,7	0,8	2,9	9,7	<5	2,6	4,8	1,3	1,6	1,9
V (157X/307M)	26,8	45,3	79,0	11,2	46,3	183,0	23,4	65,8	153,0	32,2	37,6	47,0
Cr (157X/307M)	4,3	13,0	30,0	4,5	39,7	162,0	<4	46,0	177,0	12,3	18,8	24,9
Co (307M)	8,6	15,9	25,5	8,7	18,8	45,6	11,7	21,9	39,8	7,2	11,5	19,0
Ni (157X/307M)	6,0	15,3	25,2	7,2	45,6	187,0	4,4	45,3	163,0	5,7	12,8	20,3
Cu (157X/307M)	5,5	42,4	114,0	9,2	29,9	131,0	5,4	37,1	141,0	4,7	8,3	11,4
Zn (157X/307M)	33,9	77,2	175,0	59,0	112,3	197,0	60,3	117,4	365,0	145,0	207,7	291,0
Ga (157X)	<20	<20	<20	<20	20,0	20,0	<20	<20	<20	<20	23,0	23,0
As (157X/307M)	3,7	5,6	9,3	1,2	2,6	4,3	1,7	5,4	25,0	10,6	14,0	17,7
Rb (157X/307M)	2,7	13,8	37,2	4,3	20,4	47,2	4,7	20,2	51,0	11,8	14,8	17,2
Sr (157X/307M)	2490,0	3491,0	6530,0	1830,0	4273,0	7970,0	1007,0	2787,8	13800,0	18400,0	22766,7	25500,0
Zr (157X)	79,0	249,3	880,0	86,0	307,1	1093,0	112,0	514,3	1715,0	356,0	427,6	509,0
Nb (157X)	<7	216,1	1636,0	<7	124,7	1083,0	<7	540,2	1790,0	133,0	711,3	1834,0
Mo (157X/307M)	<0,5	0,9	1,7	<0,5	1,5	2,8	0,5	0,3	4,3	1,4	2,1	2,7
Cd (307M)	0,3	0,7	2,3	0,3	0,7	1,1	0,3	0,6	2,1	2,1	3,1	4,1
Sn (157X/307M)	<2	16,9	32,0	<2	19,7	29,0	<2	12,9	36,0	2,2	2,5	2,8
Sb (157X/307M)	<0,1	0,3	0,7	<0,1	0,2	0,5	0,1	0,3	0,6	0,3	0,7	0,9
Ba (157X/307M)	356,0	703,0	3190,0	113,0	579,6	1591,0	224,0	854,0	3681,0	1980,0	6460,0	9530,0
Ti (307M)	<0,1	0,2	0,4	<0,1	0,1	0,2	<0,1	0,1	0,3	<0,1	<0,1	<0,1
Pb (157X/307M)	3,9	13,5	37,6	2,9	6,3	21,0	3,0	11,3	45,0	40,8	67,2	92,4
Bi (157X/307M)	<0,1	0,3	0,6	0,1	0,2	0,4	<0,1	0,3	0,9	0,3	0,4	0,5
Th (157X/307M)	7,3	35,6	162,0	2,9	21,6	81,0	2,7	41,0	280,0	137,0	202,7	285,0
U (157X/307M)	1,0	12,3	28,0	1,1	16,8	111,0	1,1	12,5	33,0	5,1	7,0	8,2
Σ	5280			9776			6939			36390		
Th/U	2,9			1,3			3,3			29,1		
REE	n(157X)=33 n(307M)=16			n(157X)=30 n(307M)=16			n(157X)=77 n(307M)=36			n(157X)=3 n(307M)=3		
(ppm)	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.	Min.	Kesk.	Max.
Sc (157X/307M)	2,49	17,59	38,00	8,73	19,32	37,00	7,32	17,46	38,00	8,85	10,92	12,40
Y (157X/307M)	52,00	76,18	143,00	9,00	60,47	126,00	30,00	85,44	249,00	100,00	128,00	164,00
La (157X/307M)	108,00	220,58	719,00	125,00	185,10	339,00	98,00	233,74	1430,00	2660,00	4003,33	5000,00
Ce (157X/307M)	316,00	481,36	1190,00	285,00	429,97	754,00	264,00	511,12	3050,00	4590,00	6423,33	7700,00
Pr (307M)	42,20	61,70	116,00	37,30	53,12	73,00	36,80	65,24	354,00	472,00	626,00	805,00
Nd (307M)	170,00	228,75	362,00	144,00	207,81	284,00	142,00	247,39	1330,00	1650,00	2090,00	2840,00
Sm (307M)	29,80	39,18	53,10	24,60	35,09	46,00	23,10	40,69	168,00	164,00	226,67	298,00
Eu (307M)	8,49	11,33	17,00	6,88	9,79	12,60	6,41	11,49	40,70	40,90	52,60	60,70
Gd (307M)	25,90	37,10	60,80	21,90	30,94	40,80	21,20	37,79	154,00	211,00	238,33	279,00
Tb (307M)	3,19	4,24	6,52	2,65	3,64	4,53	2,46	4,42	14,30	16,00	16,73	18,00
Dy (307M)	14,60	18,54	30,20	12,00	16,13	19,40	10,70	19,62	55,10	34,70	39,67	43,70
Ho (307M)	2,37	2,95	4,56	1,91	2,60	3,14	1,71	3,23	9,82	4,45	5,46	6,54
Er (307M)	5,65	7,04	10,30	4,67	6,31	7,93	4,13	7,94	24,20	16,60	18,93	20,50
Tm (307M)	0,60	0,71	1,09	0,51	0,67	0,84	0,44	0,80	2,65	0,93	1,20	1,51
Yb (307M)	3,24	3,86	6,65	2,83	3,73	4,83	2,38	4,21	13,70	7,54	7,72	9,01
Lu (307M)	0,42	0,50	0,88	0,36	0,49	0,66	0,31	0,52	1,57	0,89	0,98	1,15
Σ	1212			1065			1291			13890		

Kommentit: merkillä < kun alkuainepitoisuus on alle analyysimääritysrajan, n on näytemäärä ja – on analysoimaton. Merkinnät 157X, 307M ja +811L tarkoittavat XRF-, ICP-MS- ja hiilianalyysejä.

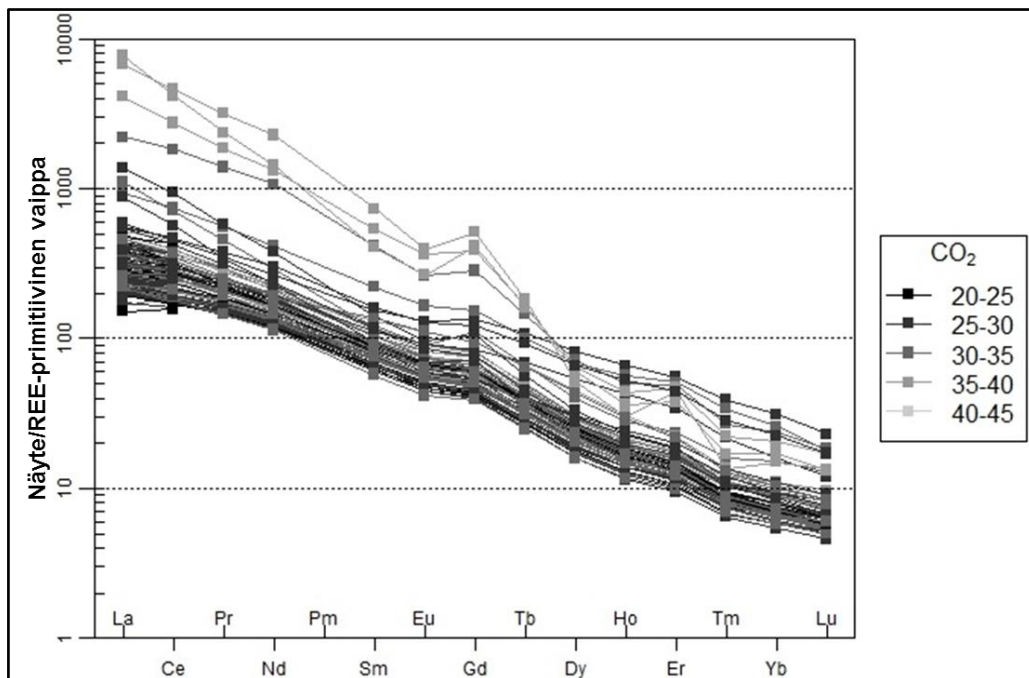


Kuva 52. Karbonaattiittien pääalkuaineiden painoprosentit on normalisoitu 100 % ja niobiumin (Nb) pitoisuudet ovat miljoonasosina (ppm) suhteessa hiilidioksidiin Harker-diagrammeissa. Magnesium- ja ferrokarbonaattiitit ovat syntyneet todennäköisesti vähintään kahdesta eri magmaattisessa vaiheesta. Kalsiumkarbonaattiitit ovat punaisella, magnesiumkarbonaattiitit vihreällä, ferrokarbonaattiitit mustalla ja REE-karbonaattiitit sinisellä. Näytteiden symbolit ja kairareikäätunnukset näkyvät kuvan alaosassa.

Karbonatiittien REE-pitoisuudet on normalisoituna REE-primitiivisen vaipan koostumuksen suhteen (Kuvat 53 ja 54). REE-karbonatiitit ovat Kuvien 53—54 mukaan LREE- ja CO₂-rikkaimpia.

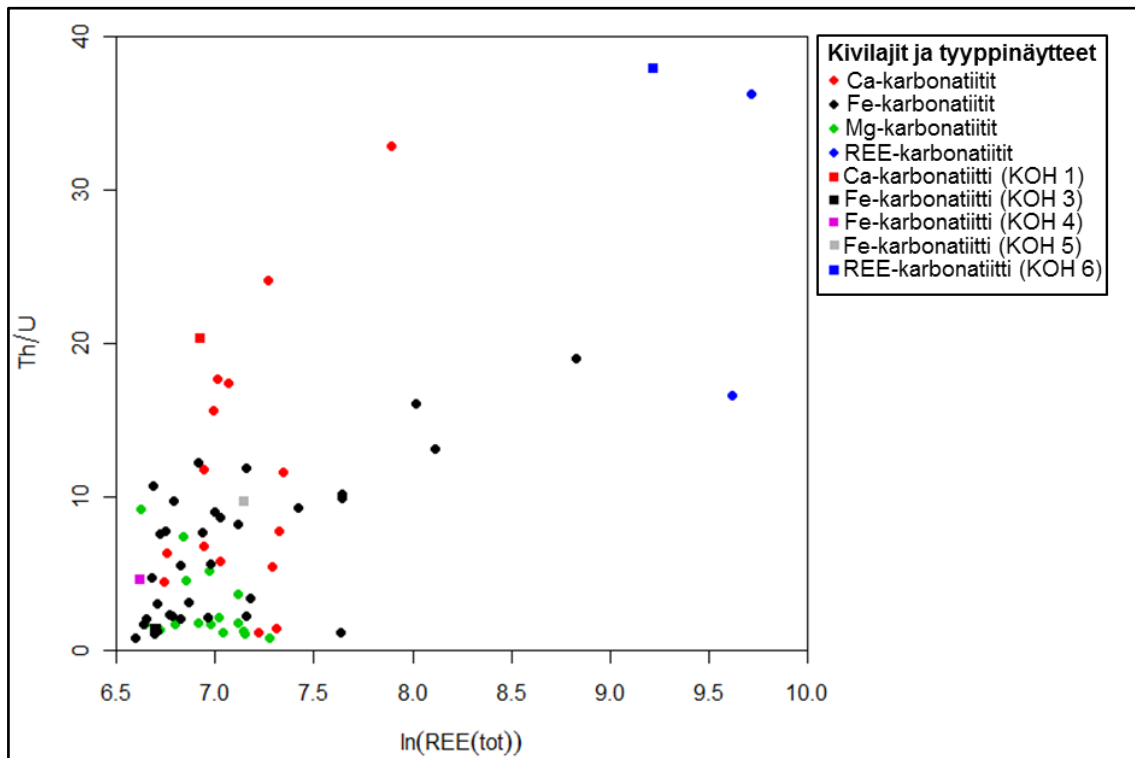


Kuva 53. Karbonatiittien hivenalkuaineet on normalisoituna REE-primitiivisen vaipan koostumuksen suhteen (mukaillen McDonough ja Sun 1995).

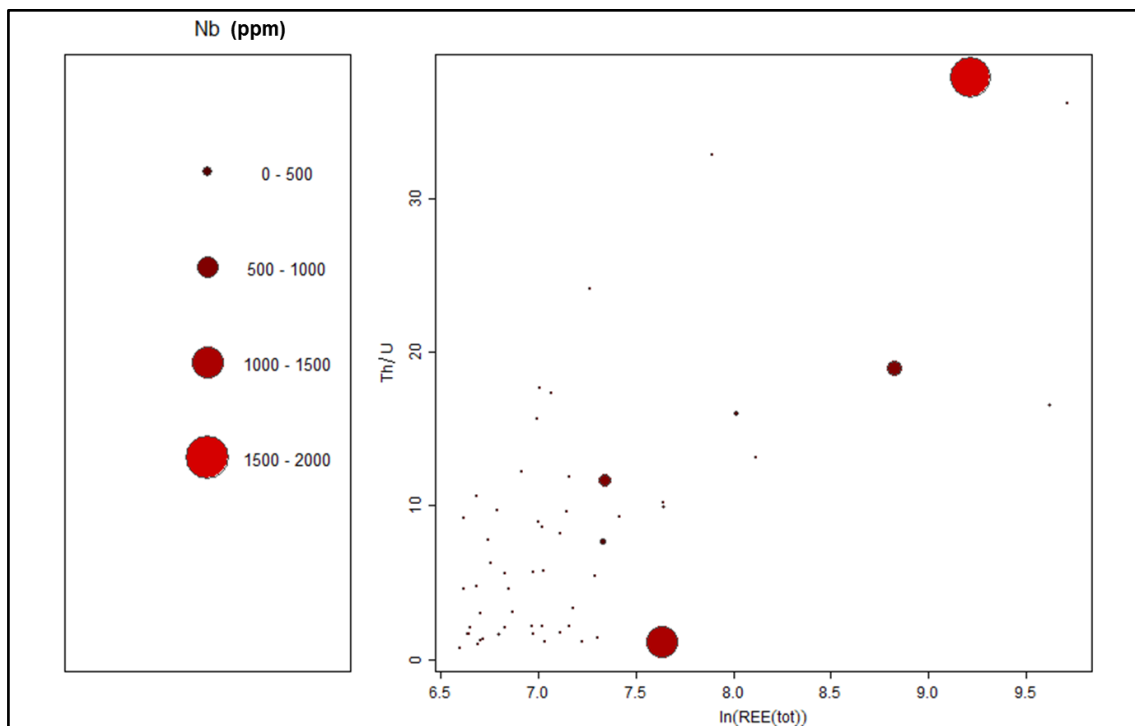


Kuva 54. Karbonatiittien hivenalkuaineet on normalisoituna REE-primitiivisen vaipan koostumuksen suhteen (mukaillen McDonough ja Sun 1995). Neljä ylintä REE-trendiä on REE-karbonatiittia. Viivat ja neliöt vaalenevat CO₂-pitoisuuden kasvaessa.

Karbonatiittien magmaattisia vaiheita kuvaavat REE vs. Th/U-diagrammit, joiden käyttäytymistä kontrolloivat Nb-rikas U-Th-pyrokloori (Kuvat 55 ja 56).



Kuva 55. Karbonatiittien magmaattisia vaiheita kuvaava $\ln(\text{REE}_{\text{tot}})$ vs. Th/U-diagrammi (ppm), joiden käyttäytymistä kontrolloivat Nb-rikas U-Th-pyrokloori.



Kuva 56. Karbonatiittien magmaattisia vaiheita kuvaava $\ln(\text{REE}_{\text{tot}})$ vs. Th/U-diagrammi (ppm), joiden päämineraalina on Nb-rikas U-Th-pyrokloori. Nb-pitoisuus on suurempi ferro- ja REE-karbonatiiteissa.

5.4. Lamprofyyrit

Lamprofyyrien kokokivianalyysitulokset ovat Taulukossa 10 ja Kuvissa 57—58. Kairasydännäytteissä on 17 XRF-analyysiväliä, jotka ovat lähes ”sekoittumattomia” lamprofyyrejä, eli niissä ei ole mukana muita kivilajeja ja ne esiintyvät kairareisissä R9, R12, R16, R18 ja R19. Lamprofyyrien tyyppinäytteet KOH 1—3 ovat kairareisistä R12 ja R18. Referenssinäytteinä ovat Soklin alkalilamprofyyrit (Vartiainen et al. 1978), Soklin aillikiitit (Lee et al. 2003) ja Kantalahden Terskin rannan kimberliitit, joiden tarkoitus on auttaa lamprofyyrien tunnistamisessa (Taulukot 10 ja 11). Kaikki edellä mainitut lamprofyyriklaanin kivet kuuluvat Kuolan alkalikiviprovinssiin, joita yhdistää mahdollisesti sama vaippaperäinen magma. Referenssinäytteiden analyysituloksia ei ole muokattu lukuun ottamatta Vartiaisen et al. (1978) alkalilamprofyyrejä, joissa $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ on laskettu kaavalla $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} \times 1,11136$, jotta ne olisivat vertailukelpoisia muiden näytteiden kanssa. Alkalilamprofyyrit sisältävät keskimäärin enemmän kolmen arvoista rautaa kuin kahden arvoista rautaa.

Lamprofyyrin (R12: tyyppinäyte KOH 1) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla CaO (24,0 %), P_2O_5 (5,1 %) ja CO_2 (19,3 %) suhteessa alkalilamprofyyreihin ja aillikiitteihin (Taulukot 10—11). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Sr (2050 ppm), Zr (362 ppm), Nb (486 ppm), Ba (1480 ppm) ja Th (251 ppm). REE-pitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat muun muassa Y (302 ppm), La (205 ppm), Ce (415 ppm), Nd (276 ppm), Sm (136 ppm), Eu (45 ppm), Gd (116 ppm), Dy (83 ppm), Er (30 ppm) ja Yb (15 ppm). REE-pitoisuuksien summa on suhteellisen korkea (1407 ppm).

Lamprofyyrin (R18: tyyppinäyte KOH 2—3) pääalkuainepitoisuuksista ovat koholla SiO_2 (34,8 %), Al_2O_3 (7,6 %), Na_2O_3 (2,1 %), K_2O (4,5 %) ja CO_2 (16,5 %) suhteessa alkalilamprofyyreihin ja aillikiitteihin (Taulukot 10—11). Sivu- ja hivenalkuainepitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Nb (369 ppm), Ba (1547 ppm) Th (74 ppm) ja U (15 ppm). REE-keskiarvopitoisuudet ovat suhteellisen alhaisia.

Lamprofyyrien pääalkuainekeskiarvopitoisuuksista ovat koholla Al_2O_3 (4,0 %), CaO (18,7 %), Na_2O (2,0 %) ja CO_2 (19,4 %) suhteessa alkalilamprofyyrien ja aillikiittien

keskiarvopitoisuuksiin (Taulukot 10—11). Sivu- ja hivenalkuainekeskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla on Th (72 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien mukaan suhteellisen koholla ovat Y (64 ppm), La (213 ppm), Ce (437 ppm), Eu (12 ppm), Gd (39 ppm), Dy (21 ppm) ja Yb (5 ppm). REE-keskiarvopitoisuuksien summa on suhteellisen korkea (1128 ppm).

Soklin alkalilamprofyerien Mg#-luvut ovat väliltä 54,7—75,5, Soklin aillikiittien Mg#-luvut ovat väliltä 61,0—71,0 ja Terskin rannan kimberliittien Mg#-luvut ovat väliltä 84,0—88,0 (Taulukot 10—11). Kimberliittien korkeat Mg#-luvut erottuvat Harker-diagrammeissa $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -pitoisuuden alhaisuutena ja MgO-pitoisuuden korkeutena (Kuva 57). Kimberliitit ovat primitiivisempiä kuin Soklin lamprofyirit, alkalilamprofyirit ja aillikiitit (Kuvat 57—60).

Lamprofyiriklaanin kivien SiO_2 -pitoisuuksilla on positiivista korrelaatiota Al_2O_3 -, MgO-, Na_2O - ja K_2O -pitoisuuksien kanssa Harker-diagrammeissa (Kuva 57). Lamprofyerien SiO_2 -pitoisuuksilla on negatiivisista korrelaatiota CaO-, P_2O_5 -, CO_2 -, LOI- ja Nb-pitoisuuksien kanssa. Soklin Kauluksen lamprofyerien $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -pitoisuudet ovat lähes samat silikaattiköyhemmillä (mustalla rajattu) tai silikaattirikkaammilla (vihreällä rajattu) lamprofyyreilla (Kuva 57). Kauluksen lamprofyerien SiO_2 -pitoisuuksilla on positiivista korrelaatiota MgO-pitoisuuksien kanssa, joista lamprofyiri KOH 2—3 poikkeaa huomattavasti. Metamorfinen/metasomatoitunut aillikiitti (meta), ksenoliittinen alkalilamprofyiri ja Kauluksen silikaattiköyhät lamprofyirit esiintyvät usein samoissa mustissa rajatuissa alueissa (Kuva 57). Silikaattirikkaat Kauluksen lamprofyirit, alkalilamprofyirit (porfyiriset ja massamainen) ja aillikiitit esiintyvät usein samoissa vihreällä rajatuissa alueissa.

Taulukko 10. Soklin Kauluksen lamprofyriin sekä Vartiainen et al. (1978) porfyryisen, ksenoliittisen ja massamaisen alkalilamprofyriin kokokivianalysitulokset. Lamprofyriin pääalkuaineiden painoprosentit (wt.%) on normalisoitu 100 % ja sivu- ja hivenalkuaineet ovat miljoonasosina (ppm).

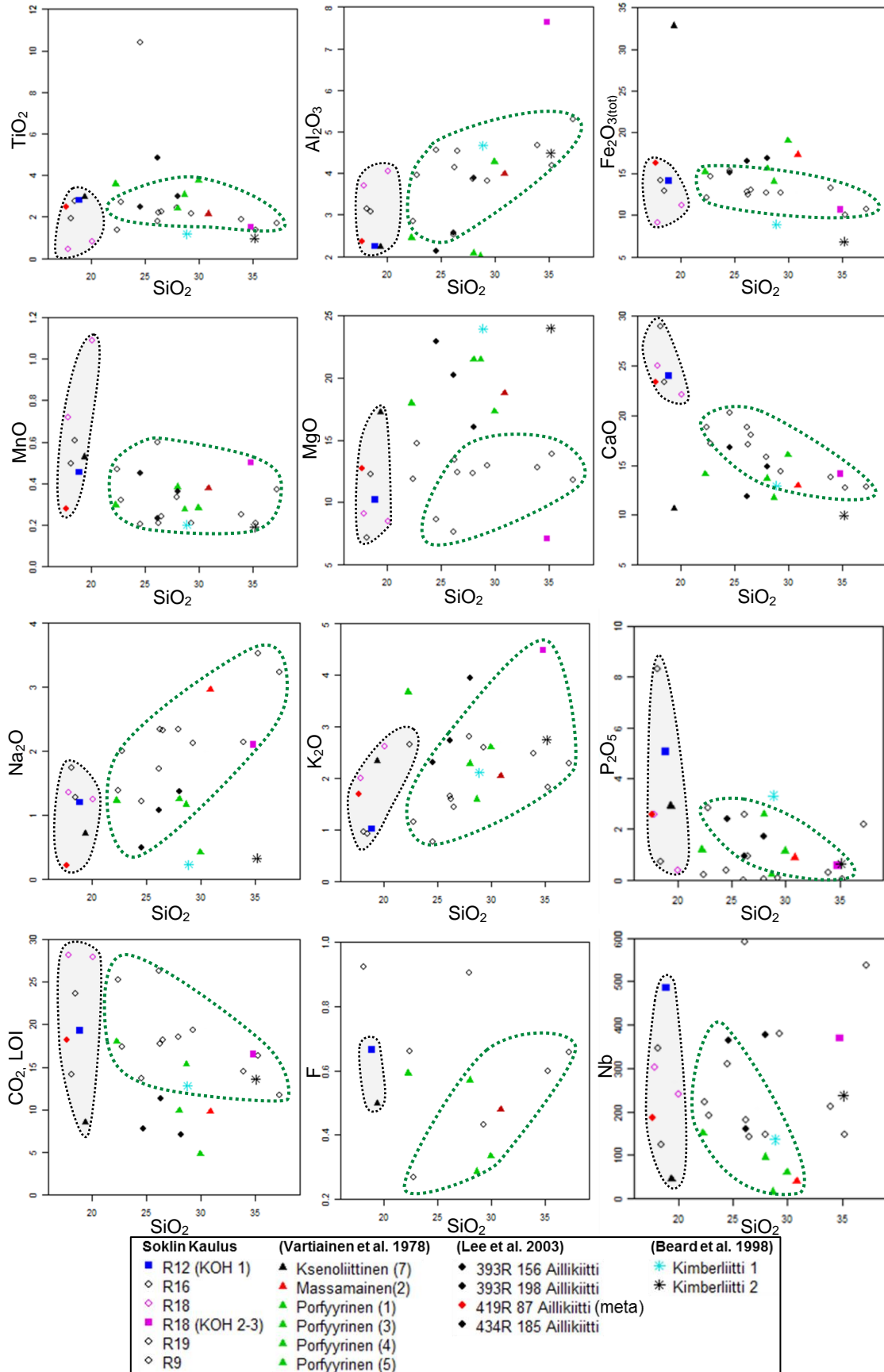
Kivilaji	Lamprofyri	Lamprofyri	Lamprofyrit			Porfyryinen	Ksenoliittinen	Massamainen
Pääalkuaineet	n=1	n=1	n(157X ja +811L)=17			(1)	(7)	(2)
(wt.%)	(KOH 1)	(KOH 2—3)	Min.	Kesk.	Max.	n=1	n=1	n=1
SiO ₂ (157X)	18,88	34,80	17,86	25,91	37,25	27,00	19,10	30,20
TiO ₂ (157X)	2,81	1,49	0,43	2,38	10,38	2,30	2,90	2,10
Al ₂ O ₃ (157X)	2,24	7,63	2,24	4,01	7,63	2,00	2,20	3,90
Fe ₂ O _{3(tot)} (157X)	14,16	10,67	9,14	12,47	15,33	15,64	32,83	17,31
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	8,20	20,50	8,20
FeO	-	-	-	-	-	6,70	11,10	6,20
MnO (157X)	0,46	0,50	0,20	0,43	1,09	0,37	0,52	0,37
MgO (157X)	10,22	7,08	7,08	10,98	14,70	20,70	17,00	18,40
CaO (157X)	23,99	14,13	12,74	18,65	28,93	13,20	10,50	12,70
Na ₂ O (157X)	1,20	2,10	1,20	1,96	3,53	1,20	0,70	2,90
K ₂ O (157X)	1,01	4,49	0,76	1,95	4,49	2,20	2,30	2,00
P ₂ O ₅ (157X)	5,05	0,58	0,02	1,60	8,31	2,50	2,50	0,80
F (157X)	0,67	<0,2	<0,2	0,57	0,92	0,61	0,27	0,47
CO ₂ (+811L)	19,31	16,52	11,75	19,35	28,20	9,50	8,40	9,60
H ₂ O	-	-	-	-	-	3,20	2,20	2,60
Σ	100	100	100	100	100	100	101	103
K ₂ O/Na ₂ O	0,84	2,14		1,00		0,76	0,55	0,74
Mg#	-	-	-	-	-	75,5	54,7	74,0
Sivu- ja hivenalkuaineet	n=1	n=1	n(157X)=17 n(307M)=10			(1)	(7)	(2)
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2—3)	Min.	Kesk.	Max.	n=1	n=1	n=1
S (157X)	276,0	<60	<60	902,7	3657,0	0,7	0,2	0,1
Cl (157X)	<60	80,0	<60	74,4	134,0	-	-	-
Li (157X)	121,0	-	<5	163,0	981,0	-	-	-
Be (157X)	43,0	-	4,6	14,4	43,0	-	-	-
V (157X/307M)	250,0	178,0	87,0	188,5	387,0	-	-	-
Cr (157X/307M)	316,0	176,0	66,0	369,5	1536,0	-	-	-
Co (307M)	64,6	-	37,3	55,0	67,4	-	-	-
Ni (157X/307M)	280,0	151,0	33,0	264,3	577,0	400,0	<100	370,0
Cu (157X/307M)	191,0	98,0	21,0	119,4	243,0	125,0	130,0	75,0
Zn (157X/307M)	158,0	131,0	98,0	194,7	832,0	165,0	3,0	165,0
Ga (157X)	<20	<20	<20	<20	28,0	-	-	-
As (157X/307M)	15,8	<20	<20	6,1	15,8	-	-	-
Rb (157X/307M)	41,7	81,0	22,4	69,2	158,0	36,0	-	-
Sr (157X/307M)	2050,0	984,0	538,0	1522,4	4520,0	1300,0	930,0	1100,0
Zr (157X)	362,0	216,0	123,0	305,7	642,0	275,0	650,0	300,0
Nb (157X)	486,0	369,0	125,0	289,7	592,0	95,0	45,0	40,0
Mo (157X/307M)	1,0	<10	<0,5	4,0	25,2	-	-	-
Cd (307M)	0,7	-	0,5	0,9	2,2	-	-	-
Sn (157X/307M)	10,5	24,0	<2	13,3	28,0	-	-	-
Sb (157X/307M)	2,2	<100	0,3	0,8	2,2	-	-	-
Ba (157X/307M)	1480,0	1547,0	435,0	1077,2	1730,0	1000,0	1400,0	1600,0
Tl (307M)	1,3	-	<0,1	0,4	1,3	-	-	-
Pb (157X/307M)	19,7	<20	5,3	27,9	106,0	-	-	-
Bi (157X/307M)	0,3	<30	0,1	0,4	0,8	-	-	-
Th (157X/307M)	251,0	74,0	15,8	72,0	251,0	27,0	14,0	-
U (157X/307M)	9,1	15,0	1,1	7,8	26,0	10,0	-	6,0
Σ	6431	4124		5744		3434	3172	3656
REE	n=1	n=1	n(157X)=17 n(307M)=10			(1)	(7)	(2)
(ppm)	(KOH 1)	(KOH 2—3)	Min.	Kesk.	Max.	n=1	n=1	n=1
Sc (157X/307M)	33,10	26,00	9,92	23,84	33,10	35,00	18,00	-
Y (157X/307M)	302,00	44,00	19,50	63,77	302,00	-	-	-
La (157X/307M)	205,00	117,00	59,00	212,93	791,00	197,00	87,00	-
Ce (157X/307M)	415,00	255,00	157,00	437,06	1610,00	334,00	126,00	-
Pr (307M)	51,90	-	17,30	53,65	186,00	-	-	-
Nd (307M)	276,00	-	60,50	201,99	676,00	-	-	-
Sm (307M)	136,00	-	8,97	39,92	136,00	25,50	12,40	-
Eu (307M)	44,70	-	2,55	12,12	44,70	6,40	2,90	-
Gd (307M)	116,00	-	9,33	39,35	116,00	-	-	-
Tb (307M)	16,40	-	1,06	4,76	16,40	-	2,10	-
Dy (307M)	83,00	-	4,70	20,80	83,00	-	-	-
Ho (307M)	13,40	-	0,86	3,31	13,40	-	-	-
Er (307M)	29,60	-	2,52	7,97	29,60	-	-	-
Tm (307M)	3,04	-	0,34	0,82	3,04	-	-	-
Yb (307M)	14,90	-	2,42	4,66	14,90	1,40	0,96	-
Lu (307M)	1,71	-	0,35	0,60	1,71	0,45	0,18	-
Σ	1407	442		1128		565	232	-
La/Yb	13,8	-		45,7		140,7	90,6	-

Kommentit: merkinnällä < kun alkuainepitoisuus on alle analyysimääritysrajan, – on analysoimaton, n on näytemäärä, (tot)=(totaalirauta), magnesiumiluku: Mg# = 100(MgO/(MgO+FeO)) mol- %. Merkinnät 157X, 307M ja +811L tarkoittavat XRF-, ICP-MS- ja hiilianalysia.

Taulukko 11. Referenssinäytteinä ovat Soklin aillikiitit (Lee et al. 2003) ja Kantalahden Terskin rannan kimberliitit (Beard et al. 1998). Pääalkuaineiden painoprosenttien (wt.%) summa on lähes 100 % ja sivu- ja hivenalkuaineet ovat miljoonasosina (ppm).

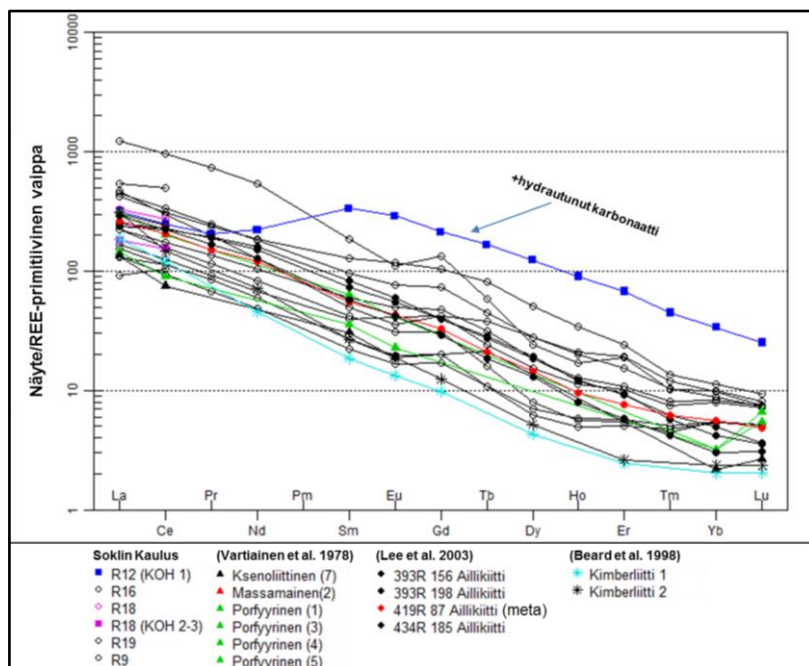
Kivilaji	Soklin aillikiitti	Soklin aillikiitti	Soklin aillikiitti (meta)	Soklin aillikiitti	Terskin rannan kimberliitti	Terskin rannan kimberliitti
Pääalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1
(wt.%)	(393R 165)	(393R 198)	(419R 87)	(434R 185)	(T1-28-1)	(T1-28-2)
SiO ₂	24,57	28,02	17,69	26,18	28,87	35,13
TiO ₂	2,50	2,99	2,47	4,86	1,17	0,97
Al ₂ O ₃	2,13	3,89	2,36	2,56	4,67	4,48
Fe ₂ O ₃ (tot)	15,18	16,89	16,29	16,48	8,91	6,83
MnO	0,45	0,36	0,28	0,23	0,20	0,19
MgO	22,91	16,06	12,76	20,23	23,95	23,99
CaO	16,77	14,87	23,33	11,88	12,59	9,97
Na ₂ O	0,48	1,36	0,21	1,08	0,22	0,32
K ₂ O	2,31	3,94	1,68	2,73	2,11	2,75
P ₂ O ₅	2,41	1,72	2,56	0,93	3,33	0,65
F	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-
LOI	10,57	10,36	19,26	11,77	13,24	13,78
Σ	100,3	100,5	98,9	98,9	99,3	99,1
Mg#	75,00	65,00	61,00	71,00	84,00	88,00
K ₂ O/Na ₂ O	4,81	2,90	8,00	2,53	9,59	8,59
Sivu- ja hivenalkuaineet	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1
(ppm)	(393R 165)	(393R 198)	(419R 87)	(434R 185)	(T1-28-1)	(T1-28-2)
S	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
Li	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	-	-
V	139,0	201,0	212,0	262,0	116,0	38,0
Cr	707,0	289,0	312,0	959,0	1518,0	1316,0
Co	70,0	47,0	65,0	83,0	-	-
Ni	638,0	226,0	302,0	493,0	802,0	1180,0
Cu	88,0	188,0	185,0	198,0	18,0	28,0
Zn	203,0	186,0	145,0	132,0	65,0	48,0
Ga	12,0	19,0	15,0	15,0	-	-
As	-	-	-	-	-	-
Rb	63,0	90,0	50,0	83,0	119,0	94,8
Sr	1539,0	1591,0	1957,0	855,0	2446,0	859,0
Zr	-	-	-	-	216,0	123,0
Nb	363,0	376,0	187,0	161,0	136,0	237,0
Mo	-	-	-	-	-	-
Cd	-	-	-	-	-	-
Sn	4,0	5,0	4,0	5,0	-	-
Sb	-	-	-	-	-	-
Ba	524,0	1118,0	124,0	920,0	6826,0	1571,0
Tl	-	-	-	-	-	-
Pb	2,0	2,0	6,0	5,0	21,8	10,7
Bi	-	-	-	-	-	-
Th	34,0	58,0	16,0	18,0	12,0	16,3
U	8,0	3,0	5,0	4,0	-	-
Σ	4394	4399	3585	4193	12296	5522
REE	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1	n=1
(ppm)	(393R 165)	(393R 198)	(419R 87)	(434R 185)	(T1-28-1)	(T1-28-2)
Sc	-	-	-	-	-	-
Y	40,00	37,00	37,00	28,00	13,80	16,40
La	164,00	155,00	171,00	188,00	119,79	201,29
Ce	377,00	376,00	344,00	373,00	202,74	246,19
Pr	48,20	48,80	38,60	42,20	-	-
Nd	190,00	201,00	150,00	160,00	56,70	89,10
Sm	30,00	33,50	22,50	23,30	7,51	10,96
Eu	8,47	9,26	6,56	6,47	2,05	2,91
Gd	21,60	21,60	17,70	15,90	5,33	6,77
Tb	2,72	2,80	2,05	1,84	-	-
Dy	12,40	12,90	9,63	8,68	2,91	3,49
Ho	1,83	1,77	1,41	1,19	-	-
Er	4,03	4,06	3,36	2,56	1,07	1,15
Tm	0,42	0,39	0,42	0,28	-	-
Yb	2,17	1,86	2,44	1,34	0,89	1,04
Lu	0,25	0,24	0,33	0,21	0,14	0,16
Σ	903	906	807	853	413	579
La/Yb	75,6	83,3	70,1	140,3	134,6	193,5

Kommentit: merkinnällä < kun alkuainepitoisuus on alle analyysimääritysrajan, – on analysoimaton, n on näytemäärä, (tot)=(totaalirauta) ja Mg#=100(MgO/(MgO+FeO)) mol- %.

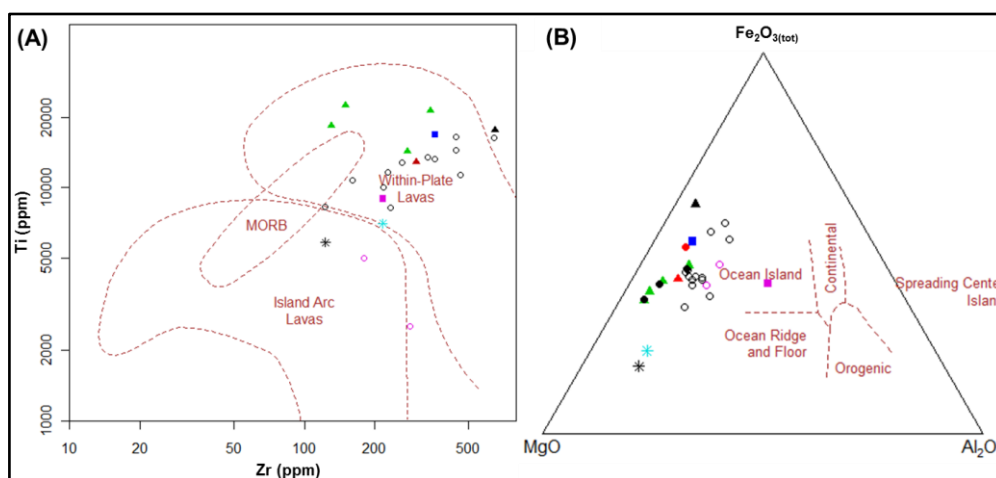


Kuva 57. Soklin Kauluksen lamprofyryrien pääalkuaineiden painoprosentit (wt.%) on normalisoitu 100 % ja Nb-pitoisuudet ovat miljoonasosina (ppm) suhteessa piidioksidiin Harker-diagrammeissa. Aillikiittien ja kimberliittien LOI-pitoisuudet (*Loss on Ignition*) ovat peräisin pääosin karbonaateista. SiO₂-rikkaita näytteitä on rajattu vihreillä katkoviivoilla ja SiO₂-köyhiä näytteitä on rajattu mustilla katkoviivoilla.

Lamprofyiriklaanin kivet ovat normalisoituna primitiivisen vaipan koostumukselle Kuvassa 58, jossa ylimpänä on sinisellä merkitty karbonaattiutunut lamprofyiri (KOH 1), keskellä on punaisella merkitty metamorfoitunut aillikiitti ja alimpana on vaaleansinisellä tähdellä merkitty kimberliitti. Lamprofyiriklaanin kivet on esitettyä Ti-Zr-diagrammissa (Kuva 59 (A)) ja Al_2O_3 - $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -MgO-kolmissa (Kuva 59 (B)), jotka kuvaavat vulkaniittien ja magmakivien tektonista petrogeneesiä.

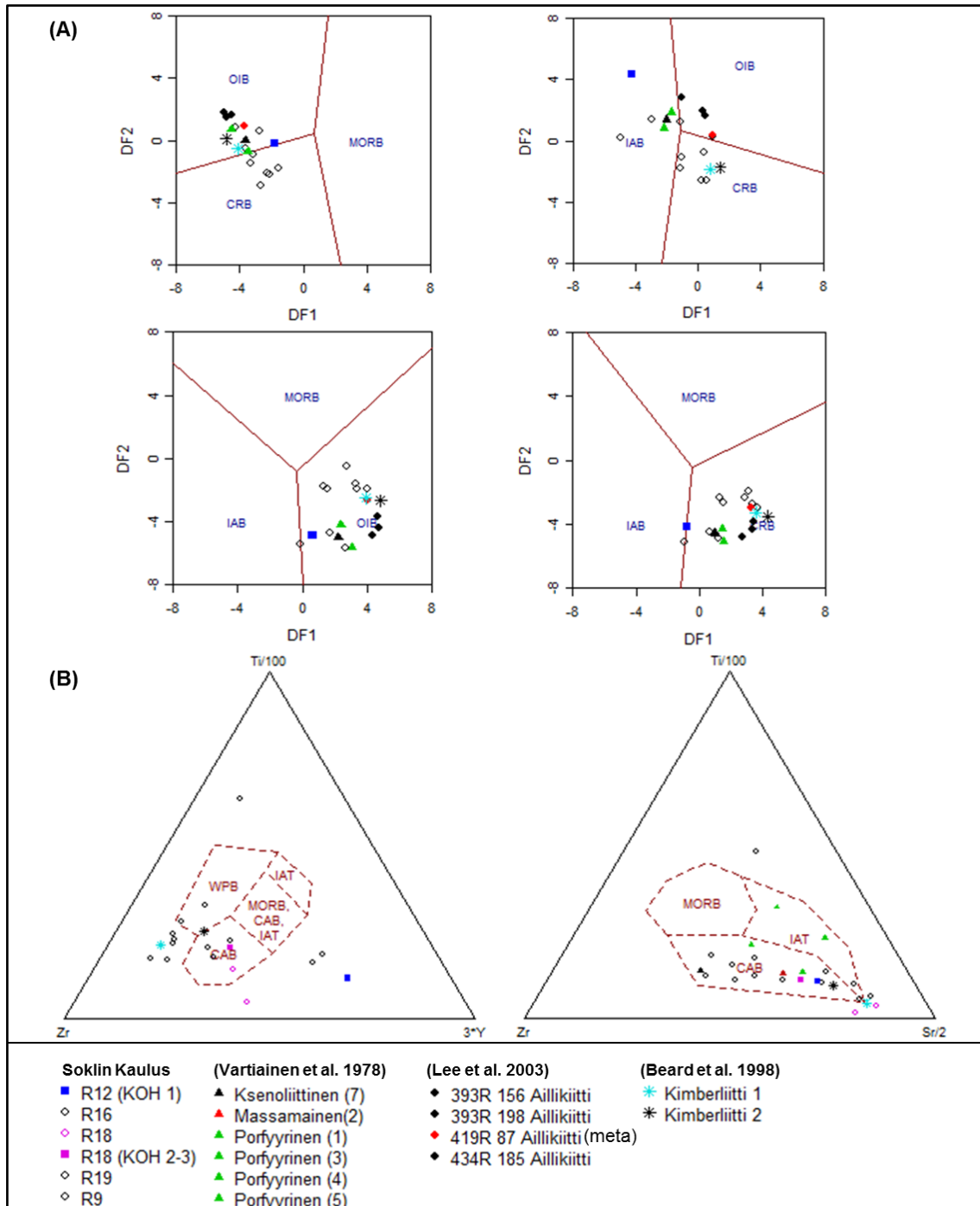


Kuva 58. Soklin Kauluksen lamprofyirien referenssinäytteinä ovat alkalilamprofyirit (Vartiainen et al. 1978), aillikiitit (Lee et al. 2003) ja Kantalahden Terskin rannan kimberliitti (Beard et al. 1998). Lamprofyiriklaanin kivien REE-pitoisuudet on normalisoitu REE-primitiivisen vaipan koostumuksen suhteen (mukaillen McDonough ja Sun 1995).



Kuva 59. Lamprofyiriklaanin kivet ovat (A) Ti-Zr-diagrammissa (Pearce 1982) ja (B) Al_2O_3 - $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -MgO-kolmiossa (mukaillen Pearce et al. 1977). Kairareikätkäntunnusten ja kivilajien tiedot on selvitetty edellisessä Kuvassa 58. Lyhenne: MORB (*Mid-Oceanic Ridge Basalts*).

Lamprofyiriklaanin kivet ovat esitettynä mafisten ja ultramafisten kivien geoteknisen luokittelun avulla sekä mafisten vulkaniittien luokittelujen $Zr-Ti/100-3 \times Y$ - ja $Zr-Ti/100-Sr/2$ -kolmiadiagrammien avulla Kuvassa 60.



Kuva 60. Soklin Kauluksen lamprofyirit, alkalilamprofyirit ja aillikiitit sekä Kantalahden Terskin rannan kimberliitit ovat (A) geoteknisesti luokiteltu mafisten ja ultramafisten kivien funktioiden DF1 ja DF2 (*Discriminant Functions*) avulla (mukaillen Agrawal et al. 2008) sekä (B) mafisten vulkaniittien luokittelun $Zr-Ti/100-3 \times Y$ - ja $Zr-Ti/100-Sr/2$ -kolmiadiagrammien avulla (mukaillen Pearce ja Cann 1973). Lyhenteet: IAB (*Island-Arc Basalts*), IAT (*Island-Arc Tholeiites*), CAB (*Continental Arc Basalts*), CRB (*Continental-Rift Basalts*), OIB (*Ocean-Island Basalts*), MORB (*Mid-Oceanic Ridge Basalts*) ja WPB (*Within-Plate Basalts*).

5.5. Soklin Kauluksen P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatiot

Soklin Kauluksen mineralogiset analyysitulokset (Al Ani ja Sarapää 2013) täydentävät tämän tutkielman petrografisia ja geokemiallisia tutkimuksia. Mineralogiset analyysitulokset kertovat tärkeimpien mineraalien P_2O_5 -, Nb- ja REE-pitoisuudet.

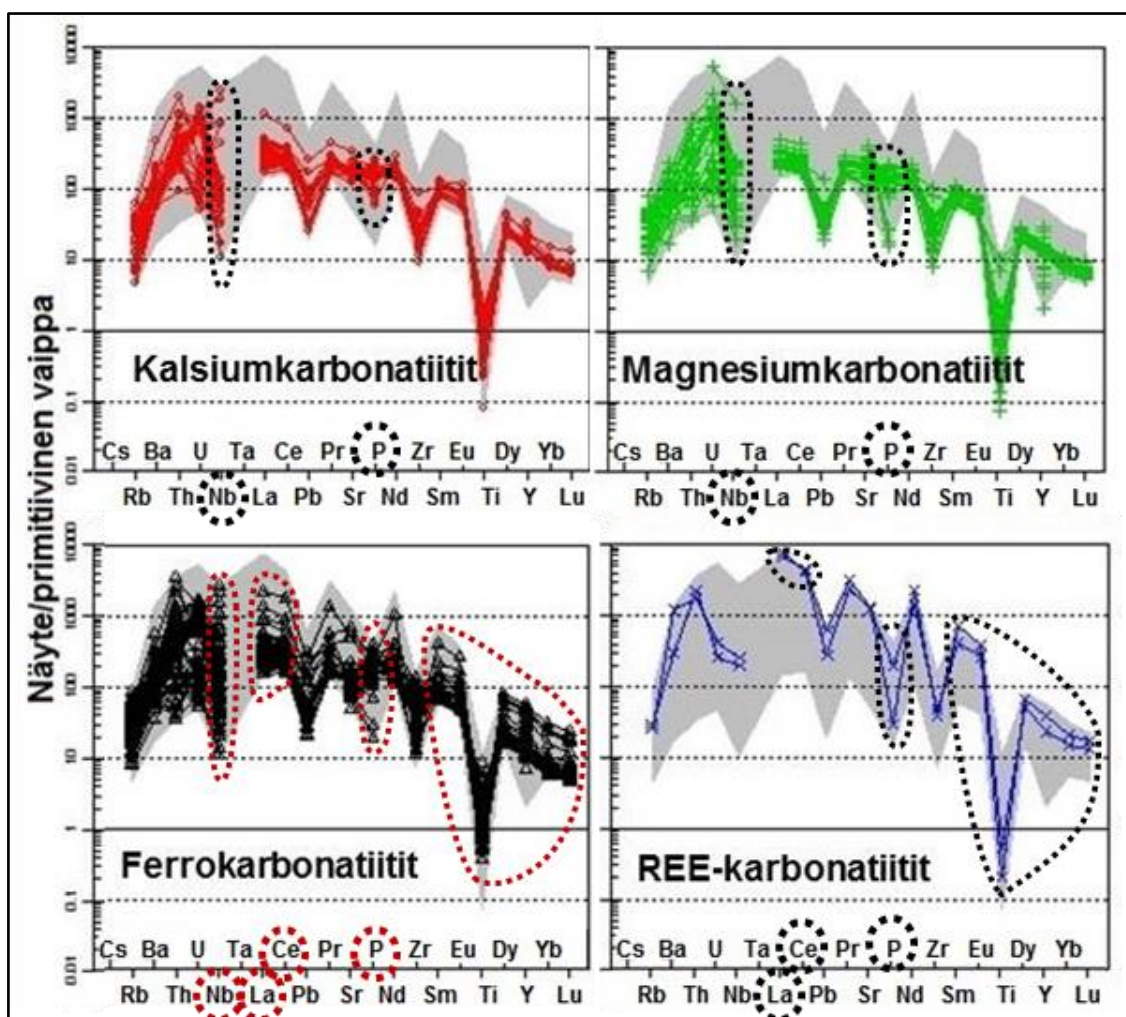
Soklin Kauluksen merkittävimmät P_2O_5 -mineralisaatiot liittyvät fosforiitteihin ja karbonaattiin. Fosforia esiintyy lähes kaikissa kivilajeissa, mutta selvästi eniten fosforia esiintyy fosforiiteissa eli regoliiteissa, joissa P_2O_5 -pitoisuudet vaihtelevat 0,5—25,3 % välillä. Fosforiittien kokokivianalyysia ei esitetä, koska tässä tutkielmassa keskitytään rapautumattomiin kairasydämiin. Fosforiittia esiintyy runsaasti vierekkäisissä itä-länsisuuntaisissa kairareijäissä R20 ja R10 (Kuva 7 ja 63). P_2O_5 -rikkaita kiviä ovat karbonaattit, metasomaattit ja silikokarbonaattit, joista merkittävimpiä ovat ferrokarbonaattit, metasilikokarbonaattit ja metafoskoriittit. Myös feniiteissä esiintyy paikoittain korkeita P_2O_5 -pitoisuuksia silloin, kun niissä on runsaasti karbonaattijuonia. Karbonaattien P_2O_5 -keskiarvopitoisuudet ovat ferrokarbonaateissa 4,4 %, magnesiumkarbonaateissa 2,8 %, kalsiumkarbonaateissa 3,3 % ja REE-karbonaateissa 2,6 %. Metasilikokarbonaattien P_2O_5 -keskiarvopitoisuus on 4,0 % ja metafoskoriittien on 2,6 %.

Mineralogisten analyysien mukaan merkittävimpiä P_2O_5 -rikkaita mineraaleja ovat apatiitti, REE-pitoinen apatiitti, monatsiitti ja Th-monatsiitti (Al Ani ja Sarapää 2013). P_2O_5 -pitoisuudet ovat apatiitissa 37—44 %, REE-pitoisessa apatiitissa 38—40 %, monatsiitissa 15—25 % ja Th-monatsiitissa 9—25 %. Apatiitti ja monatsiitti esiintyvät karbonaattipitoisissa feniiteissä ja karbonaattijuonissa. Feniitit sisältävät usein apatiittia ja monatsiittia, koska ne ovat kontaminoituneet ja/tai breksioituneet karbonaattijuonien vaikutuksesta. Karbonaateista ferro- ja REE-karbonaateilla on korkeimmat P_2O_5 -pitoisuudet Kuvassa 61, mutta ferrokarbonaattien pitoisuuksissa on suurta hajontaa. Kalsiumkarbonaattien ja magnesiumkarbonaattien P_2O_5 -pitoisuudet ovat pienempiä ja tasalaatuisempia kuin ferrokarbonaattien tai REE-karbonaattien.

Nb-rikkaita mineraaleja, kuten esimerkiksi pyroklooria esiintyy karbonaateissa, metakarbonaateissa, lamprofyyreissa ja feniittityneissä tonaliiteissa. Nb-

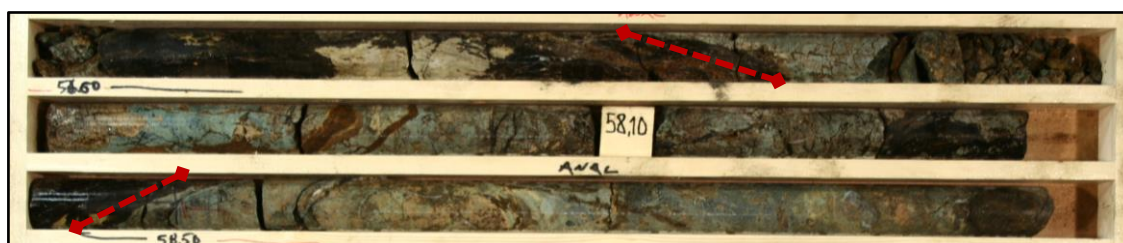
mineralisaatiot liittyvät pääosin REE-karbonatiitteihin ja ferrokarbonatiitteihin. Karbonatiittien Nb-keskiarvopitoisuudet ovat REE-karbonatiiteissa 711 ppm, ferrokarbonatiiteissa 540 ppm, kalsiumkarbonatiiteissa 216 ppm ja magnesiumkarbonatiiteissa 125 ppm (Taulukko 9). Mineralogisten analyysien mukaan Nb-rikkaita mineraaleja ovat kolumbiitti ja pyroklooriryhmän mineraalit (Al Ani ja Sarapää 2013), johon kuuluvat pyrokloori, hydroksikalsiumpyrokloori, fluorinatropyrokloori ja niiden sekundäärimineraali Ba-rikas belkoviitti. Pyroklooriryhmän mineraalien Nb-pitoisuudet ovat välillä 14—26 %. Kalsium-, magnesium- ja ferrokarbonatiittien Nb-pitoisuuksien hajonta on suurta Kuvassa 61, jossa pitoisuudet vaihtelevat minimiarvoista maksimiarvoihin. Nb-pitoisuudet ovat suurimmat REE-karbonatiiteissa.

REE-rikkaita mineraaleja, kuten esimerkiksi ankylitiittiä, monatsiittiä ja allaniittiä esiintyy karbonatiiteissa, metasilikokarbonatiiteissa, lamprofyyreissa, feniittiityneissä tonaliiteissa ja feniittiityneissä gneisseissä. REE-mineralisaatiot liittyvät ainoastaan REE-karbonatiitteihin, joissa LREE-pitoisuudet (*Light Rare Earth Elements*) ovat rikastuneet ja suhteessa niihin HREE-pitoisuudet (*Heavy Rare Earth Elements*) ovat köyhtyneet (Kuva 53). REE-karbonatiittien REO-keskiarvopitoisuus (*Rare Earth Oxides*) on 1,63 % ja niiden maksimipitoisuus on noin 1,94 %. Nämä REE-pitoisuudet ylittävät REE-karbonatiittien 1 % REO-luokittelurajan. Mineralogisten analyysituloksien mukaan REE-mineraaleina on ankylitiitti, Ca-ankylitiitti, monatsiitti Th-monatsiitti ja allaniitti (Al Ani ja Sarapää 2013). REE-pitoisuuksien summat ovat ankylitiitissa 49—56 %, Ca-ankylitiitissa 46—60 % ja monatsiitissa 46—54 %, joiden REE-pitoisuudet koostuvat pääosin harvinaisista maametalleista: La, Ce, Nd, Pr ja Sm. Kalsium- ja magnesiumkarbonatiittien REE-pitoisuudet ovat samankaltaisia ja tasalaatuisia Kuvassa 61. Ferrokarbonatiiteilla on kaikista rikkaimmat ja köyhimmät Dy-, Y-, Yb- ja Lu-pitoisuudet (HREE) (Kuva 53), joita edustavat ferrokarbonatiittien kaksi erilaista magmaattista vaihetta (Kuva 52). REE-karbonatiiteilla ja osalla ferrokarbonatiiteista on samankaltaiset HREE-pitoisuudet (Kuva 53). REE-karbonatiiteilla on kohonneet Y-, La-, Ce-, Pr-, Nd-, Sm- ja Gd-pitoisuudet suhteessa muihin karbonatiitteihin.



Kuva 61. Karbonaattiitten alkuainepitoisuudet on normalisoituna primitiivisen vaipan koostumuksen suhteen (mukailleen McDonough ja Sun 1995). P-, Nb- ja REE-pitoisuudet on rajattu katkoviivoilla.

Kairareiässä R16 mustat rapautuneet REE-karbonaattijuonet leikkaavat sinivihertävää feniittiä noin 30° asteen kulmassa kohdissa 57,15 m ja 58,50 m (Kuva 62). R16 REE-karbonaattijuonet ovat 100 metriä ylempänä ja 145 metriä etelämpänä kuin kairareiän R9 REE-karbonaattijuonet (Kuva 63 (A)). Kyseisten REE-karbonaattien välinen alue on REE-potentiaalista. Kokokivianalyysituloksien mukaan

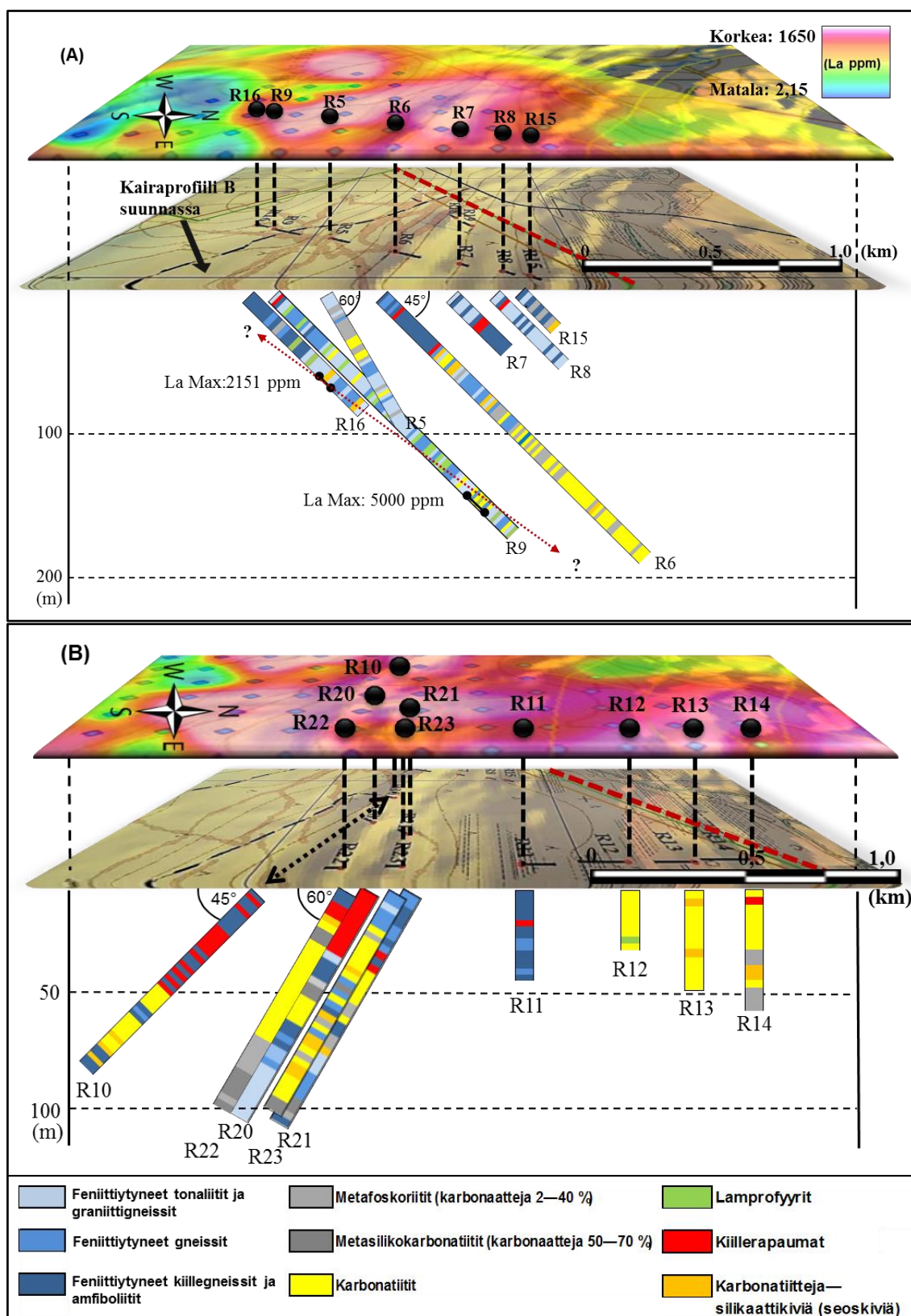


Kuva 62. Mustat REE-karbonaattijuonet leikkaavat terävästi feniittiä kairareiässä R16 kohdissa 57,15 m ja 57,10 m. Kivilajit on ylipitkän analyysivälin takia nimetty yhdessä feniittityneeksi tonaliittiksi (Kuva: GTK 2012).

”feniittiytyneessä tonaliitissa” on korkeat La- (2151 ppm) ja Ce-pitoisuudet (4204 ppm). Kyseiset pitoisuudet ovat feniittiytyneiden tonaliittien La- ja Ce-pitoisuuksien maksimiarvoina (Taulukko 6). Tämän tyyppisten analyysivälien (Kuva 62) geokemia ei ole kivilajeja edustava. Se on nostettu esille vain korkeiden REE-pitoisuuksien ja REE-karbonaatti-juonien kaadekulmien takia. Tämä osoittaa REE-mineralisaatioiden esiintymisen feniittivyöhykkeellä.

Soklin Kauluksen kivilajien litologia on esitettyä lähes etelä—pohjois-suuntaisilla sivuprofiileilla (Kuva 63 (A—B)). Päällimmäisenä karttatasona on La-anomaliakartta ja sen alapuolella on lentomagneettinen anomaliakartta. Tutkimusalueen itäisimpänä kairalinjana on kairaprofiili (A) ja keskialueen pohjoisimpana kairalinjana on kairaprofiili (B), jossa karbonaatin määrä kasvaa. Kairareian R10 litografia on siirretty hieman vasemmalle, jotta se näkyisi muiden kairareikien takaa. Vinosti kairattujen kairareikien pituuksista (Liite 1) on laskettu Pythagoraan lauseen avulla kivilajien oikeat syvyydet Kuvaan 63.

Alhaiset La-pitoisuudet jakautuvat keltaisille, vihreille ja sinisille alueille, jotka eivät ole REE-potentiaalisessa mielessä mielenkiintoisia (Kuva 63). Vaaleanpunaiset ja pinkit alueet ovat REE-potentiaalisia alueita, joissa on korkeat La-pitoisuudet. La-rikkaat alueet liittyvät regoliitteihin ja karbonaattiin, joita olemme tutkineet ja kartoittaneet kesät 2012—2014. Regoliittien ja kohonneet P_2O_5 -, La-, Mn-, Th- ja U-pitoisuudet johtuvat rapautuneista karbonaateista ja rapautuneista karbonaattipitoisista feniiteistä. Vartiainen ja Paarma (1979) jakavat P_2O_5 -mineralisaatiot apatiitti-francoliittiregoliitteihin, hydrokiille-apatiittijäänöksiin ja feniittivyöhykkeen apatiittijäänöksiin. Kiillerapaukset edustavat P_2O_5 -mineralisaatiota eli fosforiitteja, joita esiintyy runsaasti vierekkäisissä kairareikissä R10, R20 ja R22 (Kuva 63 (B)). Itäisessä kairaprofiilissa (Kuva 63 (B)) esiintyy enemmän karbonaatti- kuin läntisessä kairaprofiilissa (Kuva 63 (A)) ja La-anomaalisen kartan mukaan La-pitoisuudet ovat enemmän rikastuneet läntisen kairaprofiilin puolelle.



Kuva 63. Soklin Kauluksen kairareikäkätunnukset ja niiden kivilajien litologia on kuvattuna idästä päin (A—B) lähes etelä-pohjois-suuntaisissa sivuprofiileissa. Päällimmäisenä karttatasona on iskuporatun rapakallion La-anomaliakartta ja sen alapuolella on lentomagneettinen anomaliakartta (kuvat: GTK). Tutkimusalueen itäisimpänä kairalinjana on kairaprofiili (A) ja keskialueen pohjoisimpänä kairalinjana on kairaprofiili (B), jossa karbonatiitin määrä kasvaa. Kauluksen tutkimusalueen valtausraja ja Yara Suomi Oy:n eteläinen kaivosraja on punaisella katkoviivalla. REE-potentiaaliset alueet on merkitty kysymysmerkillä ja katkoviivanuoli osoittaa REE-karbonatiittien mahdollisen kaadekulman/kaadesuunnan ($\approx 35^{\circ}$ — 90° / 360°).

6. TULOSTEN TARKASTELU

Kivilajien koostumuksen määrittämiseen liittyviä virhelähteitä käsitellään asianomaisten pääkappaleiden alussa. Keskeisimpiä tuloksia liittyen petrografiaan, geokemiaan ja mineralisoitumiseen tarkastellaan johdonmukaisesti ryhminä ja/tai kivilajeittain. Lamprofyyyrien geokemiallisia tuloksia vertaillaan muihin Kuolan alkaliprovinssin lamprofyiriklaanin kiviin, jotta niiden todennäköinen petrogeneettinen yhteys selventyisi. P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatiotuloksia tarkastellaan kivilajeittain. Lamprofyyrejä ei tältä osin käsitellä.

6.1. Feniitit

Kairasydämien pitkät analyysivälit (maksimi $\approx 3,0$ m) ovat yleisimpinä virhelähteinä geokemiallisissa analyysissä, joissa esiintyy enintään kahta kivilajia niin, että toinen on pääkivilajina ja toinen esiintyy vähäisinä määrinä. Feniittiytyneet tonaliitit ja graniittigneissit voivat olla samasta analyysivälistä ja feniittiytyneet graniittigneissit ja gneissit voivat olla samasta analyysivälistä. Myös feniittiytyneet kiillegneissit ja amfiboliitit voivat olla samasta analyysivälistä. Feniitit ovat nimetty selvästi eniten esiintyvän kivilajin mukaan. Huonoimmat seosanalyysitulokset on karsittu pois tutkimuksista silloin, kun ne ovat poikenneet huomattavasti edustavista kairasydännäytteiden analyysituloksista. Feniittien tyyppinäytteet (KOH) edustavat mahdollisimman sekoittumattomia kivilajeja ja ne ovat vaihtelevissa määrin metasomatoituneita sekä karbonaattiutuneita.

6.1.1. Feniittien petrografiasta ja metasomatoitumisesta

Soklissa on Vartiaisen ja Woolleyn (1976) feniittiluokittelun mukaan alhaisen asteen feniittejä, keskiasteen feniittejä, syeniittisiä feniittejä ja amfibolikivien feniittejä. Felsiset—intermediääriset feniitit luokitellaan niiden maasälpien, mafisten mineraalien ja kvartsin esiintymisen mukaan kolmeen metasomatoitumisasteeseen: (1) alhaisen asteen feniitteihin, (2) keskiasteen feniitteihin ja (3) syeniittisiin feniitteihin (Kuvat 8, 13 ja 21). Pelkästään SiO_2 -pitoisuudet eivät kerro kiven metasomatoosiasteesta, koska

metasomatoosissa kvartsin piidioksidi mobilisoituu ja poistuu alkali-amfiboleihin ja alkalipyrokseeneihin (Vartiainen ja Woolley 1976). Mafiset feniitit luokitellaan mafisten mineraalien metasomatoitumisasteen mukaan amfiboliittifeniitteihin ja kaliumfeniitteihin eli flogopiittikiviin. Soklin Kauluksella esiintyy kaikkia edellä mainittuja feniittejä, jotka ovat runsaslukuisimpana tutkimusalueen eteläpuolella (Kuva 63 (A)). Feniittien metasomatoosiastetta ja karbonaattiutumista esittävät diagrammit (Kuvat 8, 13 ja 21) toimivat vain suuntaa antavina metasomatoosiastetta tarkastellessa, mutta SiO_2 -pitoisuuden lasku toimii suoraan verrannollisena karbonaattiutumisen kanssa.

Alhaisen asteen feniiteissä kvartsin määrä alkaa vähetä ja systeemin mobilisoitunut piidioksidi uudelleen kiteytyy metasomatoituneeseen alkali-amfiboliin ja/tai egiiriiniin, jotka antavat kivelle sinivihertävän värisävyn (Vartiainen ja Woolley 1976). Feniittien sinivihertävä väri on tyypillistä myös Kauluksen kairasydännäytteissä ja rapakallionäytteissä. Silmiinpistävän värin avulla feniitit on helppo tunnistaa kentällä ja kairasydännäytteistä muuttumattomista kivistä. Kairasydämessä R9 on SiO_2 -rikkaita feniittiytyneitä graniittigneissejä, joissa esiintyy tutkimusalueen ainoat mahdolliset alhaisen asteen feniitit (Kuvat 8, 12, 41 ja Tauluko 4). Ohuthiessä ensimmäinen merkki feniittiytymisestä on maasälpjen tekstuurin ”sumentuminen” (Kuva 10 (B—C)), jota Vartiainen ja Woolley (1976) eivät ole määrittäneet kovin tarkasti. He arvelevat sumentumisen johtuvan maasälpjen osittaisesta hydrautumisesta, joka näkyy paikoitellen maasälvän serisiittiytymisenä. Ohuthietutkimustuloksien mukaan metasomatoosiasteen kasvaessa albiitin määrä kasvaa suhteessa plagioklaasiin. Tämä näkyy albiittituumisena eli plagioklaasipseudomorien sumentumisena, jota tukevat myös Vartiainen ja Woolley (1976) petrografiset tutkimukset.

Feniittiytyneet tonaliitit, gneissit ja kiillegneissit ovat metasomatoosiasteen mukaan keskiasteen feniittejä—syeniittisiä feniittejä, tästä kertovat korkeat Na_2O -pitoisuudet ja pienentyneet SiO_2 -pitoisuudet (Kuvat 41, 44 ja 47). Keskiasteen feniiteissä kaikki mafiset mineraalit ovat alkalimetasomatoituneet alkalipyrokseeniksi ja/tai alkali-amfiboliksi (Vartiainen ja Woolley 1976). Ohuthieissä ne muodostavat ainoana mafisina sekundaarisina mineraaleina juoniverkostoja (Kuva 14 (B—C)) ja kasaumia (Kuva 18(B—C)). Karbonaatti-juonien määrä ja karbonaattipitoisuus kasvavat

keskiasteen feniiteissä. Karbonatiittijuonet leikkaavat feniittejä epämääräisesti ja heterogeenisesti.

Syeniittisissä feniiteissä ei ole jäljellä primäärisiä mineraaleja (Vartiainen ja Woolley 1976). Plagioklaasit ovat albiittiutuneita, mafiset mineraalit alkalimetasomatoituneita ja alkali-amfibolirikkaat kiillegneissit ovat paikoitellen flogopiittiutuneita (Kuva 14 flogopiittiutumisesta). Ohuthieissä syeniittisen feniitin jäänepiirteet saattavat olla tunnistettavissa, kuten Kuvissa 10 ja 11, joissa on erotettavissa deformatiivisten plagioklaasipseudomorfien kaksostusta. Feniittiytynyt karbonaattipitoinen pyrokseenitonaliitti on syeniittinen feniitti (Kuva 10), jonka kaikki mineraalit ovat sekundäärisiä. Ohuthiekuvissa näkyy maasälpäiden uudelleenkiteytymistä, karbonaattiutumista ja albiittiutumista alkuperäisten mineraalien raerajoilla ja sulkeumina (Kuva 10 (B—C)). Feniittiytyneen karbonaattipitoisen pyrokseenitonaliitin alkaliklinopyrokseenit muodostavat juoniverkostoja ja kasaumia.

Vartiainen (2001a) on tutkinut feniittiytymisen resistenttisuutta ja havainnut, etteivät feniittiytymistä edistävät fluidit pysty tunkeutumaan amfiboliitteihin ja sarvivätkeliäisyyksiin yhtä helposti kuin graniittigneisseihin ja gneisseihin. Feniittiytyneissä amfiboliiteissa esiintyy karbonaattipitoisia juoniverkostoja, joiden metasomaattinen vaikutus ulottuu vain muutamien senttimetrin päähän juonista. Feniittiytyneen karbonaattipitoisen amfiboliitin amfibolit ovat hieman flogopiittiutuneita Kuvassa 24, mikä liittyy mahdollisesti kaliummetasomatoosiin. Kaliummetasomatoosissa syntynyt flogopiittikivi on Vartiaisen ja Woolleyn (1980) mukaan erilaisten ultramafisten kivien lopputuote.

6.1.2. Feniittien geokemiasta

Feniittiytyneiden tonaliittien ja graniittigneissien geokemiallinen eroavaisuus näkyy selvästi Kuvissa 41—42. Diagrammien tarvetta ei voi väheksyä, koska esimerkiksi alumiinikylläisyysdiagrammin (Kuva 42 (B)) avulla feniittiytyneistä tonaliiteista erottui toinen kivilaji eli feniittiytynyt graniittigneissi. Feniittiytyneet tonaliitit ovat kokeneet korkeamman metasomatoosiasteen kuin feniittiytyneet graniittigneissit, mikä näkyy muun muassa korkeampina Al_2O_3 -, Na_2O -, K_2O -, P_2O_5 , ja F-pitoisuuksina (Taulukko 4,

Kuva 41). Vertailemalla feniittejä (Kuvat 41—42) voidaan huomata, että feniittiytyneet gneissit koostuvat osittain feniittiytyneistä tonaliiteista ja graniittigneisseistä. Feniittiytyneet gneissit ovat rikkaampia kaikkien pääalkuaineiden suhteen verrattuna feniittiytyneisiin tonaliitteihin ja graniittigneisseihin. Feniittiytyneet gneissit (Kuvat 44—46) ovat todennäköisesti osittain samasta lähteestä kuin feniittiytyneet graniittigneissit kairareissä R9 (Kuvat 41—43), mutta feniittiytyneet gneissit ovat enemmän alkalimetasomatoituneita ja karbonaattiutuneita, mistä kertovat korkeammat F-pitoisuudet. Feniittiytyneissä gneisseissä on enemmän kiillettä ja mafisia mineraaleja, jotka näkyvät sen korkeampina maksimialkalipitoisuuksina (Taulukko 5). Feniittiytyneiden tonaliittien, graniittigneissien ja gneissien REE-pitoisuudet ovat rikastuneet CO₂-pitoisuuden noustessa (Kuvat 43 ja 46). Karbonaattiutuminen nostaa feniittien REE-pitoisuuksia, joiden välillä on suurta vaihtelua. Feniittien REE-pitoisuudet vaihtelevat lähes samojen maksimi- ja minimipitoisuuksien välillä (Taulukot 4—5).

Feniittiytyneillä kiillegneisseillä ja amfiboliiteilla on kohonnut TiO₂-, Fe₂O₃- ja MnO-pitoisuudet ja köyhtyneet SiO₂-pitoisuudet (Taulukko 6 ja Kuva 16) verrattuna feniittiytyneisiin tonaliitteihin, graniittigneisseihin ja gneisseihin (Taulukot 4—5, Kuvat 41 ja 44). Kyseisiä feniittejä käsitellään samassa geokemiassa, koska niiden karbonaattiudessa kairasydämien yhdennäköisyys kasvaa (Kuvat 22 (A)—23 (A)). Feniittiytyneissä kiillegneisseissä on enemmän pyrokseenia, amfibolia ja kiilteitä kuin muissa gneissisissä kivissä. Metasomatoosissa kiilteiden määrä kasvaa Kuvassa 22 (B—E), jossa deformatuneet flogopiittiutuneet biotiittipseudomorfit ovat mahdollisesti menettäneet Na-komponenttinsa alkalipyrokseeneille ja alkali-amfiboleille. Feniittiytyneet amfiboliitit ovat tyyppinäytteiden KOH 2—3 mukaan metasomatoituneet ja karbonaattiutuneet (Kuvat 23 ja 24). Vartiainen ja Woolleyn (1976) tutkimuksien mukaan feniittiytyneet amfiboliitit ovat resistentimpiä feniittiytymiselle, koska amfibolit ovat kohtalaisen stabiileja ja resistenttejä feniittiytymiselle. Näin niihin ei kehity helposti feniittiytymistä aiheuttavia juoniverkostoja ja fluideja. Tärkeimpänä fluidina on toiminut todennäköisesti CO₂, joka on ollut merkittävä tekijä sekundääristen hydrotermisten mineraalien muodostumisessa. Feniittiytyneiden kiillegneissien REE-pitoisuusjakaumat ovat lähes samoja keskenään, mutta feniittiytyneiden amfiboliittien REE-pitoisuuksissa on suurta vaihtelua (Kuva 48). Feniittiytyneiden amfiboliittien

korkeat La- ja Ce-pitoisuudet johtuvat todennäköisesti karbonaattiutumisesta (Kuva 48). Kairareian R9 feniittiäntyneillä amfiboliiteilla on alhaiset LREE-pitoisuudet (Kuva 48), jopa alemmat kuin kimberliiteillä (Kuva 58). Feniittiäntyneet amfiboliitit saattavat liittyä Juopperin (1994) ja Heikuran et al. (2010) tutkimiin Tulppion sviitin kiviin, joita he pitävät komatiittisina laavakivinä ja ultramafisina kivinä. Tulppion sviitti kulkee Soklin eteläpuolelta itä-länsisuuntaisena vyöhykkeenä Venäjän rajalta Kemijoelle asti (Juopperi 1994). Soklin länsipuoleisilla Tulppion ultramafiiteilla on Heikuran et al. (2010) mukaan korkeat MgO-, Cr- ja Ni-pitoisuudet sekä alhaiset Al₂O₃- ja TiO₂-pitoisuudet, jotka viittaavat komatiittiseen alkuperään. Esimerkiksi Kauluksen feniittiäntyneellä amfiboliitilla (KOH 3) on suhteellisen korkeat Cr- (609 ppm) ja Ni-pitoisuudet (337 ppm) (Taulukko 6) verrattuna muihin alueen kiviin.

6.1.3. Feniittien P₂O₅-, Nb- ja REE-mineralisaatioista

Feniittien geokemialliset tulokset osoittavat, ettei niissä ole merkittäviä P₂O₅-, Nb- ja REE-esiintymiä (Taulukko 12). Feniiteissä on satunnaisesti korkeita P₂O₅-pitoisuuksia (Max. 14 %) (Taulukko 5) ja REE-pitoisuuksia (Max. La 2151 ppm ja Ce 4204 ppm) (Taulukko 4), jotka korreloivat positiivisesti niiden CO₂-pitoisuuksien kanssa. Ohuthietutkimuksien ja mineraalianalyysien mukaan feniiteissä ja sen karbonaattijuonissa esiintyy P₂O₅-mineraaleina apatiittia (Kuva 23 (B—C)), Nb-mineraaleina pyroklooria (Kuvat 17 ja 24) ja kolumbiittia (Kuva 19 (B)), sekä REE-mineraaleina allaniittia, ankyliittia (Kuva 16 (A—B)) ja monatsiittia (Kuva 19 (A—B)).

Taulukko 12. Soklin Kauluksen feniittien P₂O₅-, Nb- ja REE-keskiarvopitoisuudet. P₂O₅-keskiarvopitoisuudet ovat painoprosentteina (wt.%) ja Nb- sekä ΣREE-keskiarvopitoisuudet ovat miljoonasosina (ppm).

Kivilaji	Feniittiäntyneet tonaliittit	Feniittiäntyneet graniittigneissit	Feniittiäntyneet gneissit	Feniittiäntyneet kiillegneissit	Feniittiäntyneet amfiboliitit
P₂O₅ (wt.%)	0,90	0,35	1,70	1,34	2,60
Nb (ppm)	112	169	155	184	201
ΣREE (ppm)	895	541	728	773	618

Feniittien kalliorapauksissa olevat korkeat P₂O₅-pitoisuudet voidaan selittää karbonaattien rapautumisella ja apatiitin muuttumisella sekundääriseksi francoliitiksi. Rapakallion kivilajien P-, Nb-, Fe-, La-, Mn-, Cr-, Ni- ja Cu-pitoisuudet eivät Nuutilaisen (1973) mukaan kerro CO₂-pitoisuuksista. Hänen mukaansa P₂O₅- ja Nb-

pitoisuudet rikastuvat kallioperän rapautumisprosesseissa ja alkuaineiden vaeltaessa pysty- sekä vaakasuunnassa. Korkeat P_2O_5 -, Nb-, La-, Fe- ja Mn-pitoisuudet liittyvät fosforiitteihin ja faskoriitteihin (Nuutilainen 1973). Rapautuessa Nb rikastuu pyroklooriin, joka kestää rapautumista kohtalaisen hyvin.

6.2. Metakarbonatiitit

Metafaskoriittien ja metasilikokarbonatiittien tarkempi tunnistaminen on tehty kairasydänraportoinnin jälkeen uudelleen kairasydänkuvien, geokemian ja aiempien Vartiainen ja Paarman (1979), Vartiainen ja Woolleyn (1980) tutkimuksien avulla. Metakarbonatiittien tunnistaminen edellyttää perehtyneisyyttä Soklin feniittivyöhykkeen ja metakarbonatiittivyöhykkeen kivilajeihin. Kivilajina metasilikokarbonatiitti ei kerro sen mafisesta protoliitista. Metasilikokarbonatiitin paras tuntomerkki on sen duktiilideformaatioissa kehittynyt raitaisuus ja mahdollisen mafiitin tai ultramafiitin esiintyminen sen kontaktissa. Metakarbonatiiteilla ei ole geokemiallista luokittelua, vaan se perustuu mineralogiaan. Metasomatoituneiden ultramafiittien ja amfiboliittien metafaskoriitit ovat hieman karbonaattiutuneita (karbonaatteja 2—40 %) ja metasilikokarbonatiitit ovat voimakkaasti karbonaattiutuneita (karbonaatteja 50—70 %) (Vartiainen 2001a).

Virhelähteinä ovat pitkät analyysivälit, jotka hankaloittavat heterogeenisten metakarbonatiittien erottamista toisistaan. Kairasydänraportoinnissa metakarbonatiitit erotettiin suolahapon ja ulkonäön perusteella. Toisena virhelähteenä on se, että metafaskoriitit, feniittiytyneet amfiboliitit ja feniittiytyneet amfibolikivet on helppo sekoittaa toisikseen, joista myös Vartiainen (1980) huomauttaa. Luokitteluissa on siis päällekkäisyyttä. Myös lamprofyriiden erottamisen metafaskoriiteista voi olla hankalaa ja silloin niiden kivilajiluokittelu tehdään pääosin geokemian avulla.

Vartiainen ja Paarman (1979) mukaan metakarbonatiittialueen ja feniittivyöhykkeen kontakti on karbonatiittien breksioimaa ja muovaamaa aluetta, joka on vaihtuvaa ja epämääräistä. Heidän mukaansa ainoastaan Soklin luoteisosissa oleva metafaskoriittivyöhyke jakaa selvästi vaihtumisvyöhykkeen ja metakarbonatiittialueen. Kyseinen metakarbonatiittialue sijaitsee Vartiainen ja Paarman

(1979) kairareikä-tunnuksen (DH 344) ja Vartiaisen (1980) kairauspistekarttakuvan mukaan Kaulusmaalla (Kuva 7), joka on hyvin lähellä kairaprofiilin kairareikää R15 (Kuva 63 (A)). Kauluksen tutkimusalueen kartoissa (Kuvat 63 (A—B) ja 7) metafoskoriitteja esiintyy kairasydämissä R5, R6, R14—R16, R20—23 ja R25, jotka ovat vähintään 1,5 kilometriä etelämpänä kuin Kaulusmaa.

6.2.1. Metakarbonatiittien petrografiasta ja metasomatoitumisesta

Metafoskoriittien tyyppinäytteistä primäärisimpiä ovat KOH 1 ja KOH 4, joissa on jäljellä alkuperäisiä mafisia mineraaleina oliviinia ja pyrokseenia tai niiden pseudomorfeja (Kuvat 26 ja 28).

Metafoskoriitti (KOH 1) on ohuthietutkimuksien mukaan ollut magnetiittioliviniitti (Kuva 26 (A)), jonka oliviinipseudomorfit ovat metasomatoosissa uraliittiutuneet, > karbonaattiutuneet, > flogopiittiutuneet ja > magnetiittiutuneet (Kuva 26 (B—C), Taulukko 7).

Metafoskoriitti (KOH 4) on ohuthietutkimuksien mukaan ollut (Kuva 28 (A)) oliviinipyrokseeniitti, joka on hieman karbonaattiutunut (Taulukko 7). Metafoskoriitin (KOH 4) oliviini on lähes täysin muuttunut ja forsteriittia on löytynyt vain ohuthien yhdestä kohdasta (Kuva 28 (B—C)). Ohuthiessä esiintyy myös pieni—keskirakeista pyroklooria, jonka pitäisi Vartiaisen (1980) mielestä hajota pois metasomatoosin aikana metafoskoriiteista.

Metafoskoriitit (KOH 2—3) ovat olleet ohuthietutkimuksien mukaan magnetiittioliviniamfiboliittia, jossa karbonatiittijuonet ja fluidit ovat tunkeutuneet siihen aiheuttaen amfibolien alkalimetasomatoitumisen (Kuva 27 (B—C)) sekä oliviinien flogopiittiutumisen (Kuva 27 (D—E)). Metakarbonatiittien metasomatoitumisvaiheet näkyvät kairasydämessä (Kuva 27 (A)), jossa samaa alkuperää oleva kivilaji on muuttunut ensin tummaksi metafoskoriitiksi, sitten raitaiseksi vaaleaksi metasilikokarbonatiitiksi ja viimeisessä vaiheessa flogopiittikiveksi. Soklin Kauluksella on viitteitä siitä, että metasilikokarbonatiitit voivat syntyä feniiteistä, amfiboliiteista ja ultramafiiteista monimutkaisten metasomatoitumisvaiheiden sekä

karbonaattiutumisvaiheiden kautta. Esimerkkeinä ovat edellä mainitut metafoskoriittien tyyppinäytteet (KOH 2—3) sekä vielä mainitsemattomat metasilikokarbonaattiittien tyyppinäytteet (KOH 5—6).

Metasilikokarbonaattiittien raitainen duktiilideformaatio näkyy tyyppinäytteen (KOH 5) kairasydämessä sekä sen ohuthiessä (Kuva 29 (A—C)). Metasilikokarbonaatiitissa (KOH 5) on ohuthietutkimuksien mukaan mafisen kiven jäänteinä alkalipyrokseenia, alkali-amfibolia ja flogopiittia. Kairasydämessä R19 on runsaasti feniittiytyneitä tonaliitteja, jotka näyttävät muuttuvan metasomaattisesti kolmen eri vaiheen kautta metasilikokarbonaatiitiksi. Sen metasomaattiset vaiheet ovat voineet tapahtua Vartiaisen (1980) mallin mukaisesti: feniitti → pyrokseenikivi → Ca-alkali-amfibolikivi → kiillealkali-amfibolikivi → metasilikokarbonaatti.

Metasilikokarbonaatiitissa (KOH 6) on raitaista duktiilideformaatiota kairasydämessä ja sen ohuthiessä (Kuva 30 (A)). Ohuthietutkimuksien mukaan metasilikokarbonaatiitissa on suuntautuneita oliviinipseudomorfeja sekä suuntautuneita karbonaatteja ja flogopiitteja (Kuva 30 (B—C)), ja sen primäärikivi on mahdollisesti oliviiniamfibliitti. Mineraalien suuntautumien johtuu mahdollisesti karbonaattiittien magmaattisesta virtauksesta. Metasilikokarbonaatti on peräisin primäärisemmästä tummasta amfiboliitista, joka näkyy kairasydämessä vasemmalla puolella noin 80 cm päässä (Kuva 30 (A)).

6.2.2. Metakarbonaattiittien geokemiasta

Metafoskoriittien tyyppinäytteet (KOH 1) ja (KOH 4) ovat geokemiallisesti edustavia. Tulosten mukaan metafoskoriitti (KOH 2) edustaa geokemiallisesti metafoskoriitin ja metasilikokarbonaatiitin seosta, kun taas metafoskoriittien tyyppinäyte KOH 3 edustaa metafoskoriittien viimeistä muuttumisvaihetta eli kaliummetasomatoosia.

Soklin Kauluksen tyyppinäytteiden (KOH 1—6) petrografisten ja geokemiallisten tutkimuksien mukaan mahdollisina primäärikivinä ovat magnetiitti-oliviiniitti (KOH 1), oliviinipyrokseeniitti (KOH 4), magnetiitti-oliviiniamfibliitti (KOH 2—3), feniittiytynyt kiillegneissi tai gneissi (KOH 5) ja oliviiniamfibliitti (KOH 6). Sopivaa

kivilajidiagrammia ei löytynyt kuvaamaan karbonatiiteista kontaminoituneita ultramafiitteja tai vulkaniitteja. Metakarbonatiittien petrogeneesistä ja petrologiasta kertovat metafoskoriittien pääalkuaineiden korkeat SiO_2 -, TiO_2 -, Fe_2O_3 -, MgO -pitoisuudet sekä sivualkuaineiden S-, V-, Cr-, Co-, Ni- ja Cu-pitoisuuksien rikastuminen (Taulukko 7). Vertaamalla metafoskoriittien alkuainepitoisuuksia (Taulukko 7) karbonatiittien alkuainepitoisuuksiin (Taulukot 8—9) voidaan huomata, että karbonatiiteilla on alhaisemmat Cr-, Co-, Ni- ja Cu-pitoisuudet. Näin ollen kyseiset sivualkuaineet ovat mahdollisesti rikastuneet metafoskoriittien mafiseen silikaattifaasiin.

Metakarbonatiittien REE-pitoisuuksien ja CO_2 -pitoisuuksien kasvut korreloivat positiivisesti keskenään (Kuvat 50—51). Metakarbonatiitit ovat rikastuneet enemmän LREE-pitoisuuksien suhteen kuin HREE-pitoisuuksien suhteen, mikä johtuu karbonatiittien samankaltaisista REE-trendeistä. Metasilikokarbonatiittien analytiikka on puutteellista, mutta voidaan olettaa, että niiden kohonneet La- ja Ce-pitoisuudet johtuvan karbonatiiteista. Kolmen alimman metafoskoriitin REE-pitoisuudet vastaavat lähes Heikuran et al. (2010) analysoimia Tulppion ultramafisia syväkiviä, jotka sijaitsevat Tulppion tutkimusalueen itäreunalla eli lähellä Soklin Kauluksen tutkimusaluetta. Heikura et al. (2010) mukaan kyseiset näytteet ovat gabroa (kairareikä R321) ja duniittia/gabroa (kairareikä R324), minkä oletetaan johtuvan karbonaattiutumisesta. Tulppion ultramafiiteista useat ovat rikastuneet LREE-pitoisuuksien suhteen, minkä oletetaan johtuvan karbonaattiutumisesta. Karbonaattiutuminen, talkkiutuminen, kloriittiutuminen ja serpentiittiutuminen ovat tyypillistä Tulppion ultramafiittisen alueen reunaosissa. Tulppion reuna-alueen karbonaattiutuminen liittyy mahdollisesti Soklin karbonatiittikompleksin syntyyn.

6.2.3. Metakarbonatiittien P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatioista

Metafoskoriittien keskiarvopitoisuuksien mukaan niissä on koholla P_2O_5 -pitoisuudet (2,6 %) ja metasilikokarbonatiittien keskiarvopitoisuuksien mukaan niissä on myös korkeat P_2O_5 -pitoisuudet (4,0 %) (Taulukko 7). Metafoskoriiteissa on satunnaisesti kohonneita Nb-pitoisuuksia (Max. 1799 ppm), jotka liittyvät magmaattisiin foskoriitteihin. Metafoskoriittien ja metasilikokarbonatiittien REE-keskiarvopitoisuudet

lähenevät karbonatiittien REE-pitoisuuksia. Metasilikokarbonatiittien La- ja Ce-pitoisuudet kertovat REE-trendeistä, jotka todennäköisesti eivät ole merkittäviä (Kuvat 50—51).

6.3. Karbonatiitit

Karbonatiittien erottaminen muista kivilajeista onnistui hyvin. Ohuthietutkimuksien kairasydännäytteiden ja geokemian mukaan Kauluksen alueella ei esiinny silikokarbonatiitteja. Kairasydänraportoinnin aikana nimettiin lähes kaikki tunnistamattomat karbonaattiutuneet silikaattikivet kenttäkivilajinimellä silikokarbonatiitiksi. Useat näistä ”silikokarbonatiiteista” osoittautuivat tämän tutkimuksen yhteydessä metafoskoriitiksi, metasilikokarbonatiitiksi tai karbonaattiutuneeksi feniitiksi. Magmaattiset silikokarbonatiitit sisältävät Vartiaisen (1980) mukaan kalsiittia, magnetiittia, apatiittia, oliviinia, serpentiiniä, flogopiittia, sulfidia ja pyroklooria. Silikokarbonatiitit ja kalsiumkarbonatiitit eroavat vain vähän toisistaan. Niiden erottelu on Vartiaisen (1980) mielestä keinotekoista. Ohuthietutkimuksien mukaan Kauluksen karbonatiiteissa ei esiinny oliviinia, joten karbonatiitteja ei tule mielestäni luokitella silikokarbonatiiteiksi.

Karbonatiiteissa on 50 % karbonaatteja ja alle 20 % silikaatteja (Streckeisen 1980, Woolley ja Kempe 1989, Le Maitre et al. 2002: 10). Mitchell (2005) taas luokittelee karbonatiitiksi kaikki magmakivet, joissa on yli 30 % karbonaattia. Karbonatiitteja muodostavat magmat voivat muodostaa useita toisiinsa kytkeytyneitä silikaattisia—karbonatiittisia magmoja. Soklin karbonatiittikompleksin magmaattiset foskoriitit, silikokarbonatiitit, metafoskoriitit ja karbonatiitit ovat syntyneet samasta kantamagmasta. Näistä kaksi ensimmäistä kivilajia eivät läpäise karbonatiittien 50 % karbonaattipitoisuusrajaa. Silikaattikarbonatiittisille kivilajeille Mitchellin (2005) suosittelee käytettäväksi 30 % karbonaattipitoisuusrajaa, joka ottaa huomioon myös foskoriitit ja silikokarbonatiitit. Magmaattisten vaiheiden kautta silikaattirikkaammat foskoriitit vaihettuvat CO₂-rikkaaksi karbonatiitiksi. Soklin Kauluksella kyseistä 30 % karbonaattirajaa voidaan käyttää vain kivilajeihin, joiden tiedetään olevan peräisin silikaattikarbonatiittisesta magmasta. Metafoskoriitit ovat ongelmallisia niiden usean syntyperän takia.

6.3.1. Karbonatiittien petrografiasta ja magmaattisista vaiheista

Kalsiumkarbonatiitti (KOH 1) on ohuthietutkimuksien mukaan kalsiittirikas, ja siinä on sen lisäksi vähän pyöristynyttä apatiittia, deformatunutta pyroklooria sekä magnetiittia (Kuva 32 (C)). Magmaattisen virtauksen vaikutuksesta apatiitit ovat pyöristyneitä ja pyrokloorit ovat deformatuneita. Kairasydämessä kalsiumkarbonatiitin tekstuuri on massiivista ja hieman suuntautunutta (Kuva 32 (A)), ja siitä puuttuu Vartiainen (1980) kuvaama karbonatiittien neljännen magmaattisen vaiheen raitaisuus. Kalsiumkarbonatiitit edustavat todennäköisesti karbonatiittien neljättä magmaattista vaihetta (Kuva 5), mitä osoittavat Th/U-suhteet (Kuva 55). Kauluksen kalsiumkarbonatiiteilla on REE-karbonatiittien jälkeen keskimäärin toiseksi korkeimmat Th/U-suhteet. Kalsiumkarbonatiittien keskiarvopitoisuuden mukaan niiden Th/U-suhde on 2,9 (Taulukko 9).

Magnesiumkarbonatiitti (KOH 2) on ohuthietutkimuksien mukaan tasarakeinen, raitainen, hiertynyt ja dolomiittirikas, ja siinä on vähän silikaatteja (Kuva 33). Magnesiumkarbonatiitit edustavat Vartiainen (1980) mukaan neljättä magmaattista vaihetta (Kuva 5), ja ne koostuvat pääosin dolomiitista ja niiden CO₂-pitoisuudet vaihtelevat satunnaisesti. Kauluksella magnesiumkarbonatiitteja on silikaattirikkaampana ja CO₂-rikkaampana, ja niiden Th/U-suhteissa on suurta hajontaa. Magnesiumkarbonatiittien keskiarvopitoisuuden mukaan niiden Th/U-suhde on 1,3 (Taulukko 9) ja ne kuuluvat Vartiainen (1998) mukaan neljänteen magmaattiseen vaiheeseen. Ne ovat Th/U-suhteiden mukaan keskimäärin nuorempia kuin kalsiumkarbonatiitit (Kuva 55).

Ferrokarbonatiittien rauta on kiteytynyt todennäköisesti magnetiittiin (Woolley ja Kempe 1993). Kauluksen ferrokarbonatiitit vastaavat Vartiainen (1980) vanhan karbonatiittien kalsium—dolomiittiluokittelun mukaan kalsiittisia magnetiittisöviittejä. Ferrokarbonatiitit (KOH 3—4) ovat ohuthietutkimuksien mukaan raitaisia, mineralogisesti heterogeenisiä ja niissä on kuituista amfibolia, muuttunutta flogopiittia sekä pyöristyneitä apatiittihajarakeita (Kuvat 34—35). Ferrokarbonatiitti KOH 5 on ohuthietutkimuksien mukaan raitainen ja heterogeeninen tekstuurillisesti sekä mineralogisesti (Kuva 36). Se sisältää enemmän silikaattimineraaleja, apatiittia,

magnetiittia, perovskiittia ja pyroklooria kuin muut ferrokarbonatiitit. Ferrokarbonatiittien tyypinäytteet (KOH 3—5) edustavat mahdollisesti metasomaattisesti ja hydrotermisesti muuttuneita kalsiumkarbonatiitteja. Ferrokarbonatiitit (KOH 2—3) kuuluvat silikaattiköyhempinä mahdollisesti toiseen magmaattiseen vaiheeseen ja ferrokarbonatiitti (KOH 5) kuuluu mahdollisesti neljänteen magmaattiseen vaiheeseen (Kuva 5), ja niitä tukevat U/Th-suhteet (Taulukko 8, Kuva 55). Ferrokarbonatiittien U/Th keskiarvopitoisuudet (Taulukko 9) eivät sovellu hyvin magmaattisten vaiheiden tarkasteluun kahden eri-ikäisten magmojen takia. Th/U-suhteiden mukaan Kauluksella esiintyy kaksi eri-ikäistä ferrokarbonatiittia.

REE-karbonatiitti (KOH 6) on ohuthietutkimuksien mukaan raitainen ja mineralogisesti homogeeninen, ja se koostuu pääosin karbonaatista ja ankyliitista (Kuva 37 (B—E)). Sen magnetiitit ovat mahdollisesti götiittiäytäneet tai osa raudasta on siirtynyt rikkikiisuihin. Vartiainen on huomannut, että magneettikiisu ja rikkikiisut liittyvät REE-karbonatiitteihin. REE-karbonatiittien rikastuneet MnO-pitoisuudet johtuvat todennäköisesti hajonneista magnetiiteista, koska esimerkiksi Nuutilainen (1973) esittää, että rautaa ja mangaania sisältävät magnetiitit muodostavat rapakalliossa götiittiä ja Mn-oksidia. REE-karbonatiitissa on poikkeuksellisen vähän apatiittia ja magnetiittia, mutta kairasydämessä niitä leimaa rikkikiisupirote ja kiven ontelot (Kuva 37). REE-karbonatiiteilla on korkeat Th/U-suhteet (29,1) (Taulukko 9), joita esiintyy laajalla vaihteluvälillä (Kuva 55). REE-karbonatiitit edustavat viidettä magmaattista vaihetta. Kauluksen REE-karbonatiittien dolomiittien ja kalsiittien suhdetta ei ole määritetty, mutta Vartiaisen (1980, 1998) mukaan REE-karbonatiitit ovat myöhäisen vaiheen dolomiittisia karbonatiitteja. Vartiaisen (1980) tutkimissaan dolomiittisissa karbonatiiteissa on aksessorisina mineraaleina rikkikiisua, sinkkivälkettä, lyijyä, hematiittia, ankyliittia ja viteriittiä. Hänen mukaan dolomiittisten karbonatiittien REE-pitoisuuksia ei vielä tunneta. Kauluksen tutkimustulosten mukaan REE-karbonatiitit voivat mahdollisesti kehittyä kalsiittirikkaasta tai dolomiittirikkaasta karbonatiitista.

Petrografisten ja geokemiallisten tutkimuksien mukaan Kauluksen karbonatiitit ovat syntyneet eri magmaattisissa vaiheissa järjestyksessä: ferrokarbonatiitti (KOH 5) → magnesiumkarbonatiitti (KOH 2) → kalsiumkarbonatiitti (KOH 1) → ferrokarbonatiitit (KOH 3—4) → REE-karbonatiitti (KOH 6), tätä tukevat REE-keskiarvopitoisuudet

sekä Th/U-suhteet (Taulukko 9). Karbonatiittien Nb-pitoisuuden kasvu ei korreloi REE-pitoisuuden kasvun kanssa vaikka ne ovat suurimpia REE-karbonatiiteissa (Kuvat 55—56). Karbonatiiteissa vaihtelevat Nb-pitoisuudet johtuvat mahdollisesti pyrokloorien satunnaisesta esiintymisestä. Vartiainen (1980) tutkimuksien perusteella tiedetään, että foskoriiteissa on primääristä U-rikkaampaa pyroklooria ja metafoskoriiteissa on deformatunutta ja kemiallisesti muuttunutta Th-rikkaampaa pyroklooria. On mahdollista, että pyroklooririkkaat karbonatiitit ovat syntyneet foskoriittien residuaaleista.

6.3.2. Yleisesti karbonatiittien petrogeneesistä

Tyypillisesti karbonatiittikompleksin karbonatiittien kiteytymisjärjestys on kalsium-, magnesium- ja ferrokarbonatiitti (Bailey 1993). Woolleyn ja Kempen (1989) mukaan Ca—Mg—Fe-karbonatiittien kiteytymissarjan pääalkuaineista rikastuvat SiO₂-, TiO₂-, Fe₂O₃-, MnO-pitoisuudet, jotka vastaavat Kuvan 52 pääalkuaineiden käyttäytymistä. Kauluksen karbonatiitit ovat kalsiumkarbonatiitit, magnesiumkarbonatiitit, ferrokarbonatiitit ja REE-karbonatiitit (Taulukot 8 ja 9) (Vartiainen 1980), joita kuvaavat kuusi geokemiallisesti erilaista magmaattista vaihetta (Kuva 5). Harker-diagrammeissa (Kuva 52) magnesiumkarbonatiitit ja ferrokarbonatiitit jakautuvat silikaattirikkaampaan ja silikaattiköyhempään kenttään, jotka liittyvät mahdollisesti silikaattifaasin rikastumiseen Ca-Mg-Fe-karbonatiittisarjassa (Woolley ja Kempe 1989). Soklin karbonatiitit luokitellaan viiteen magmaattiseen vaiheeseen Kuvassa 5 (Mäkelä ja Vartiainen 1978, Vartiainen 1980). Magmaattisten vaiheiden kehityksen myötä niiden U/Th-suhteet ja Nb-pitoisuudet kasvavat (Vartiainen 1980). U/Th-suhteiden kasvu johtuu magmaattisen alkuvaiheen U-Ta-pyrokloorin muuttumisesta loppuvaiheen Th-Ce-pyroklooriksi (Lee et al. 2006), ja tätä tukevat myös Vartiainen (1980) pyroklooritutkimukset. Kauluksen karbonatiitit ovat kehittyneet U/Th-suhteiden mukaan eri magmaattisissa vaiheissa järjestyksessä: magnesiumkarbonatiitti ≈ ferrokarbonatiitti → magnesiumkarbonatiitti → kalsiumkarbonatiitti → ferrokarbonatiitti → REE-karbonatiitti (Kuvat 55—56).

Alhaisen osittaisen sulamisen aste on tuottanut vaippaperäistä karbonatiittia, joka Ca-Mg-Fe-karbonatiittisarjassa rikastuu alkuaineista SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, MnO, P, F, Cl, Co,

Cr, Ni, V, Ba, Sr, U, Th, ja LREE (Woolley ja Kempe 1998). Mitchell (2005) esittää, että karbonaattiitit ja alkalikivet voivat syntyä vaipan eri syvyyksissä muuttuvissa p-/T-olosuhteissa. Bulakhin ja Ivanikovin (1996) mukaan karbonaattiitit ovat mahdollisesti syntyneet fraktioivan kiteytymisen tai magmojen erottumisen kautta. He arvelevat, että Turjan karbonaattiitit muuttuvat uudelleen helposti metasomaattisten hydrotermisten prosessien kautta. Zaitsevin et al. (2015) radiogeenisten (Sr-Nd) ja stabiilien (O-C) isotooppituloksien mukaan Turjan metasomaattiset kalsiittiset sekä dolomiittiset REE-karbonaattiitit ovat kiteytyneet samasta vaippaperäisestä magmasta. On todennäköisenä, että Soklin karbonaattiitit ovat syntyneet lähes samalla tavalla kuin Turjan kompleksi vaikka Soklin silikaatti—karbonaattiittisesta kompleksista puuttuvat Turjan kompleksin tyyppiset alkalikivet. Soklin foskoriittien ja lamprofyyyrien oliviinien esiintyminen on todiste siitä, että silikaatti-karbonaattiittiset magmat ovat vaippaperäisiä. Arvoitukseksi jää vielä se, ovatko Soklin alkalikivet vielä löytymättä tai onko karbonaattinen magma peräisin ylempää vaipasta ja onko vaipan metasomatoituminen muodostanut LREE-rikkaan silikaattikarbonaattiittisen magman. Soklin karbonaattiitit ovat mahdollisesti syntyneet silikaattikarbonaattiittisista magmoista fraktioivan kiteytymisen kautta ja silikaattikarbonaattiset magmat on peräisin metasomatoituneesta vaipasta. REE-karbonaattiitit ovat mahdollisesti neljännen magmaattisen vaiheen ferrokarbonaattiittien ja magnesiumkarbonaattiittien residuaaleja (Kuva 52 ja 53).

Lee et al. (2000), esittävät, että karbonaatti-peridotiittimagmojen solidusta kontrolloi silikaatti-karbonaattien likviduskäyrä. Reaktiot sekä tuotteet riippuvat syvyydestä. Petrologisten kokeiden mukaan huomattava muutos tapahtuu noin 70 km syvyydessä, jossa harzburgiitin ja lherzoliitin likvidus- ja soliduskäyrät kohtaavat systeemin invarianttipisteessä ($\approx 2,8$ GPa/ 1230 °C), jossa tasapainossa ovat forsteriitti, enstatiitti, diopsidi, dolomiitti, kivisula ja CO₂. Dolomiittirikkaat harzburgiitit ja websteriitit ovat ainoita peridotiitteja, joissa on ylimäärin hiilidioksidia. Invarianttipisteestä paineen ja lämpötilan laskiessa karbonaatti-wehrliitin likviduskäyrä laskee alle 70 km syvyyteen tuottaen kiinteäfaasissa dolomiittista karbonaattiittia. Eggler (1973, Lee et al. 2000 mukaan) esittää, että wehrliitti on ainoa karbonaattiutunut peridotiitti, joka voi tuottaa sulaan yli 5 % hiilidioksidia. Tämä petrologinen koetulos vastaa lähes Bulakin ja Ivanikovin (1996) tutkimia Kuolan Turjan massiivin ultramafisten juonien CO₂-pitoisuuksia (3,5—5,0 %).

6.3.3. Karbonatiittien P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatioista

Rikkaimmat P_2O_5 -pitoisuudet esiintyvät kalsiumkarbonatiiteissa (3,3 %) ja ferrokarbonatiiteissa (4,4 %) (Taulukko 9). Ferrokarbonatiittien kairareit'issä R6, R9, R13, R14, R20—R23 ja R25 on yhtenäisimmät ja tasalaatuisimmat P_2O_5 -pitoisuudet (Kuva 63).

Rikkaimmat Nb-pitoisuudet ovat REE-karbonatiiteissa (1834 ppm), ferrokarbonatiiteissa (1790 ppm) ja kalsiumkarbonatiiteissa (1636 ppm) (Taulukko 9). Kairareian R21 ferrokarbonatiiteissa on ainoastaan kohonneita jatkuvia Nb-pitoisuuksia, mutta muuten ne yleensä esiintyvät kairasydämissä hyvin epäsäännöllisesti.

REE-karbonatiittien REO-keskiarvopitoisuus on 1,63 %, kun sen $REE \approx 1,39$ % ja REO-maksimipitoisuus on 1,94 % (Taulukko 9). REE-karbonatiitit esiintyvät kairasydämissä R9 ja R16 ja niiden ympäristö on näin REE-potentiaalista aluetta, jota olen yrittänyt litologisesti mallintaa Kuvassa 63. Kauluksella mittasimme Ville Vesilahden kanssa mustien MnO-rikkaiden karbonatiittien kaadekulmia tutkimuskaivannoista kesällä 2014. Kaademittauksien mukaan mahdollisten REE-karbonatiittijuonien kaadesuunnat ovat karkeasti katsottuna pohjoiseen päin ja kaadekulmat vaihtelevat 35—90° välillä. Kaadesuuntia ja -kulmia tukevat myös kairareikien R9, R5 ja R6 tulokset, joiden mukaan REE-karbonatiitit eivät leikkaa sivukiviä alle 100 metrin syvyydellä, eli REE-karbonatiitit eivät ole pystysuuntaisia (Kuva 63 (A)). REE-karbonatiittien loogisin kaadesuunta on aina karbonatiitti-intruusion karbonatiittista sydäntä kohti. Tulevissa jatkotutkimuksissa suosittelen, että kairaukset tehtäisiin kairareikien R6, R9 ja R16 pohjoispuolelta kohti etelää noin 45° kaateella, jotta lävistykset tapahtuisivat kohtisuorasti REE-karbonatiittijuonien kaadepintaa vasten (Kuva 63 (A)). Syvyyttä kairareit'illä olisi hyvä olla vähintään 190 metriä.

6.4. Lamprofyirit

Merkittävimpänä virhelähteenä ovat ylipitkät analyysivälit ja lamprofyyrin sekoittaminen muihin ultramafisiin—mafisiin kiviin. Lamprofyirit ovat kapeita ja esiintyvät usein juoniparvina, joiden väliin jäävät sivukivet vääristävä useimmiten

niiden geokemiaa. Olen karsinut useita tämän tyyppisiä analyysituloksia ja samalla niiden lamprofyyrejä edustavia ohuthieitä. Jäljelle jäi kohtalaisen hyviä lamprofyyrien tyyppinäytteitä (KOH 1—3). Lamprofyyrien tunnistaminen on haasteellista kairasydänkuvien ja geokemian avulla. Kairasydänkuvista lamprofyyrit on tunnistettu niiden värien, tekstuurien, jäähtymissaumojen ja kivien intrudoitumisjärjestyksien avulla (Kuvat 39 ja 40). Ohuthietutkimuksien ja geokemiallisten tutkimustuloksien avulla on saatu parempi käsitys lamprofyyrien mineralogiasta ja ultramafisuudesta. Soklin Kauluksen lamprofyyrit on tunnistettu geokemiallisin perustein käyttämällä referenssinäytteinä Soklin alkalilamprofyyrejä (Vartiainen et al. 1978) ja aillikiittejä (Lee et al. 2003) sekä Terskin rannan kimberliittejä (Beard et al. 1998) (Taulukot 10 ja 11).

6.4.1. Lamprofyyrien petrografiasta

Ohuthietutkimuksien mukaan lamprofyyrissä (KOH 1) on hajarakeina oliviinipseudomorfia ja flogopiittia (Kuva 39 (B—C)). Perusmassana on magnetiittia, flogopiittia, karbonaattia ja amfibolia. Vyöhykkeellinen oliviinipseudomorfi on uraliittiutunutta, flogopiittiutunutta ja karbonaattiutunutta. Karbonaattia esiintyy perusmassassa ja juonessa, jotka ovat kirkkaita, eli ne eivät sisällä silikaatteja. Karbonaattiutuminen ja karbonaatin ”puhtaus” kertovat mahdollisesti metasomaattisesta ja hydrotermisestä muuttumisesta. Karbonaattijuonien suuntautumattomuus perusmassassa (Kuva 39 (B—C)) ei ole tyypillistä Kauluksen magmaattisille karbonaattijuonille, jotka ovat usein suuntautuneita ja leikkaavat sivukiveä terävästi. Kyseinen hydrautunut ja karbonaattiutunut tyyppinäyte KOH 1 (Kuva 39, Taulukko 10) edustaa mahdollisesti metasomatoitunutta aillikiittia (Kuva 38, Taulukko 11).

Ohuthietutkimuksien mukaan lamprofyyreissä (KOH 2—3) on perusmassana karbonaattiutunutta ja iddingsiittiä oliviinipseudomorfia sekä götiittiä magnetiittia. Karbonaattia on sekä perusmassana että juonina (Kuva 40 (B—E)). Karbonaattijuonet muodostavat perusmassan kanssa metasomaattisia amfibolisia (richteriittia) reaktiosauvoja. Aksessorisina mineraaleina on hypidimorfista syöpynyttä pyroklooria ja sen kontaktissa on paikoin rikkikiisua. Pyrokloorin esiintyminen on

mahdollinen viite siitä, että lamprofyyrit ovat syntyneet samasta magmasta karbonaattiittien kanssa. Lamprofyyri (KOH 2—3) edustaa hieman karbonaattiutunutta ja alkalirikastunutta aillikiittia (Kuva 57). Lamprofyyri (KOH 2—3) ei ole myöskään Kuvan 38 mukaan tyypillisimpiä. Ohuthieet (KOH 2—3) ovat samalta analyysiväliltä, joten ne edustavat samaa kokokivianalyysia.

6.4.2. Lamprofyyrien petrogeneesistä ja geokemiasta

Soklin lamprofyyrit ovat $\text{MgO—Al}_2\text{O}_3\text{—Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -kolmion (Kuva 38) mukaan aillikiitteja ja metasomatoituneita aillikiitteja, joista pienempi osa esiintyy aillikiittikentän ulkopuolella. Suurin osa Kauluksen lamprofyyreistä sekä niiden tyypinäyte (KOH 2—3) esiintyvät samassa aillikiittikentässä aillikiittien ja alkalilamprofyyrien kanssa (Kuva 38). Aillikiitti (meta) on Lee et al. (2003) mukaan metasomatoitunut aillikiitti, jonka vieressä ovat voimakkaasti karbonaattiutunut Kauluksen lamprofyyri KOH 1 ja vähemmän karbonaattiutunut Vartiainen et al. (1978) ksenoliittinen alkalilamprofyyri. Kauluksen lamprofyyrien keskiarvopitoisuuksien mukaan niissä on korkeammat CaO- (18,7 %) ja CO_2 -pitoisuudet (19,4 %) kuin alkalilamprofyyreissä ja aillikiiteissa. Tulokset viittaavat lamprofyyrien voimakkaampaan metasomatoitumiseen.

Silikaattiköyhillä lamprofyyrikläänin kivillä on keskimäärin korkeammat MnO-, CaO-, P_2O_5 -, LOI- ja F-pitoisuudet, joita kontrolloivat mahdollisesti H_2O - ja CO_2 -fluidit. Terskin rannan Mg-rikkailla kimberliiteillä on suhteellisen korkeat K_2O -, P_2O_5 -, ja CO_2 /LOI-pitoisuudet, jotka kertovat vaipan rikastuneen kyseisistä alkuaineista. Kimberliittien geokemia tukee teoriaa siitä, että Kauluksen lamprofyyrien korkeat K_2O -, P_2O_5 -, ja CO_2 -pitoisuudet ovat vaippaperäistä. Vartiainen et al. (1978) pitää mahdollisena, että Soklin alkalilamprofyyrit ovat syntyneet muuttuneesta kimberliittisestä magmasta. Soklin silikaattirikkaat lamprofyyrikläänin kivet ovat yleisesti ottaen kimberliittejä enemmän rikastuneet pääalkuaineista TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO, CaO, Na_2O ja CO_2 /LOI (Kuva 57), jotka kertovat silikaattisulan ja karbonaattisulan rikastumisesta sekä niiden Mg-luvun pienenemisestä.

Soklin allikiiteilla, alkalilamprofyyreillä ja Kauluksen lamprofyyreillä on keskimäärin samankaltaiset pääalkuainejakaumatrendit (Kuva 57) sekä REE-trendit (Kuva 58). Runsaasti karbonaattiutuneella lamprofyyrilla KOH 1 (Kuva 58) on rikastuneet REE-pitoisuudet, ja siinä on anomaaliset La-, Ce-, Pr- ja Nd-pitoisuudet sekä alhainen La/Yb-suhde (13,8) (Taulukko 10). Nämä johtuvat mahdollisesti lamprofyyrin metasomatoitumisesta. Ainoastaan REE-karbonaattiiteissa metasomatoituminen on tapahtunut toisin päin, koska sen LREE-pitoisuudet kasvavat huomattavasti ja HREE-pitoisuudet laskevat alle HREE-trendin (Kuva 53). Tämä herättää kysymyksen liittyvätkö metasomatoituneet REE-karbonaattiitit ja lamprofyyrin toisiinsa, koska ne esiintyvät vierekkäin kairasydämissä R9. Vartiainen et al. (1978) mukaan viimeisten karbonaattiittijuonien sisällä olevat alkalilamprofyyrin ovat assimiloituneet, breksioituneet ja karbonaattiutuneet. Lee et al. (2003) havainnot ovat samat, mutta heidän mielestään osaa aillikiitteja breksioivat myöhäiset karbonaattiset kivet. Kauluksen lamprofyyrinjuonet ja REE-karbonaattiittijuonet ovat syntyneet viidennen magmaattisen vaiheen aikana. Niiden syntyjärjestyksestä on kiistaton todiste Kuvassa 37 (A), kun lamprofyyrinjuoni leikkaa terävästi REE-karbonaattiiteja kohdissa 172,50 m ja 173,30 m.

6.4.3. Terskin rannan kimberliiteistä

Terskin rannan kimberliitit ovat köyhtyneempiä sopeutumattomista alkuaineista kuin Soklin aillikiitit; Lee et al. (2003) tulkitsee aillikiittien syntyneen ylempänä vaipassa tai sitten ne ovat metasomatoituneet. Tämä on nähtävissä myös Soklin Kauluksen lamprofyyreissä (Kuva 58). Beardin et al. (1998) mukaan Terskin rannan kimberliitit ja mafiset meliliitit tukevat sitä, että magmat voivat syntyä eri syvyyksistä. Tuloksien mukaan Al_2O_3 -köyhemmät kimberliitit ovat syntyneet syvemmällä harzburgiittisesta magmasta ja niiden K_2O - ja P_2O_5 -pitoisuudet ovat kohonneet metasomatoosissa. Meliliiteillä taas on korkeammat Al_2O_3 -pitoisuudet, joiden arvellaan siksi syntyneen ylempänä vaipassa lherzoliittisesta magmasta. Kimberliiteillä on selvästi kohonneet Al_2O_3 -, K_2O - ja P_2O_5 -pitoisuudet suhteessa Soklin lamprofyyrin kilaanin kiviin (Kuva 57). Beardin et al. (1998) uskovat, että kohonneet K_2O - ja P_2O_5 -pitoisuudet kimberliiteissä indikoivat K_2O - ja P_2O_5 -faaseista. K_2O -faasin oletetaan liittyvän flogopiittiresiduaaliin ja P_2O_5 -faasi on mahdollisesti rikastunut meliliittisiin residuaaleihin, koska meliliiteillä on suhteellisesti köyhtyneemmät P_2O_5 -pitoisuudet.

Wyllien ja Huangin (1976) mukaan karbonaattiutunut silikaateista köyhtynyt emäksinen magma voi tuottaa fraktioivan kiteytymisen tuloksena kimberliittisiä ja karbonatiittisia residuaalimagmoja useissa paineolosuhteissa (2,5—3,5 GPa). He esittävät, että mafista magmaa muodostuu peridotiitin sulaessa CO₂:n läsnäollessa alle 80 km syvyydessä ja mafinen magma muuttuu silikaattiköyhemmäksi syvyyden kasvaessa. Vaipan peridotiitissa hiilidioksidin sopeutuvuus on alle 5 % alle 80 km syvyydessä, ja sen sopeutuvuus nousee äkillisesti noin 40 % yli 80 km syvyydessä. Näissä syvyyksissä syntyneet magmat ovat ensiksi karbonatiittisia magmoja (1100—1300 °C) muuttuen kimberliittisiksi magmoiksi ja lopuksi huomattavasti korkeamman lämpötilan happamiksi magmoiksi (1400—1600 °C). Wyllien ja Huangin (1976) mukaan kimberliittimagman ja karbonatiittimagman on täytynyt kehittyä CO₂-rikkaassa astenosfäärissä 100—80 km syvyydessä.

Geokemiallisten tuloksien mukaan Soklin Kauluksen lamprofyirit, alkalilamprofyirit ja aillikiitit ovat mahdollisesti syntyneet köyhtyneestä harzbugiittisesta magmasta noin 80 km syvyydessä, tätä tukevat myös Leen et al. (2003) tulokset. Lamprofyyreillä on samankaltaiset REE-trendit kuin kimberliiteillä (Kuva 59), mutta lamprofyyrrien kohonneet REE-pitoisuudet ovat osoitus vaipan mahdollisesta metasomatoosista. Geotektonisten luokittelun mukaan Soklin lamprofyiriklaanin kivien synty voi liittyä suorasti sekä epäsuorasti laattojen väliseen magmatismiin (Kuva 59 (A)), pluumeihin (OIB), mannerten väliseen magmatismiin (CRB) (Kuva 60 (A)) tai mantereiseen vulkaaniseen ketjuun (CAB) (Kuva 60 (B)). Kauluksen lamprofyirit saattavat liittyä geoteknisen luokittelun mukaan pluumeihin (OIB) tai mannerten väliseen magmatismiin (CRB) (Kuva 60 (A)). Geotekninen luokittelu on vain suuntaa antava tutkimusmenetelmä, mutta on mahdollista, että lamprofyiriklaanin kivet ovat syntyneet pluumien vaikutuksesta ja/tai mannerten välisen magmatismin vaikutuksesta. Lamprofyirit ja kimberliitit ovat todiste syvästä lähteestä. Kantalahden hautavajoaman lähes koillis—luodesuuntainen syvämurrosvyöhyke ja sen normaalisiirrokset kertovat keskeytyneestä riftiytymisestä, ja tätä tukevat geotekniset tulokset.

7. JOHTOPÄÄTÖKSET

1.1. Petrografisten ja geokemiallisten tutkimuksien mukaan Kauluksen feniittien primäärikivinä ovat tonaliitti, graniittigneissi, gneissi, kiillegneissi ja amfiboliitti. Feniittien metasomatoitumisen aste riippuu kivilajista ja karbonatiittijuonien läheisyydestä sekä etäisyydestä karbonatiittikompleksin keskusta. Feniittien kivilajivaihtelu on heterogeenistä ja osa kivilajeista vaihettuu metasomaattisesti toisikseen. Feniiteissä on metasomaattista vaihettumista alhaisen asteen feniiteistä—keskiasteen feniitteihin—ja syeniittisiin feniitteihin. Felsiset ja intermediääriset kivet edustavat kaikkia metasomatoitumisasteita. Feniittiytyneet amfiboliitit saattavat olla osittain metasomatoituneita Tulppion sviitin ultramafitteja ja amfiboliitteja. Feniiteissä kiilteiden rikastuminen johtuu todennäköisesti flogopiittiutumisesta, jonka saa aikaan kaliummetasomatoosi.

1.2. Kauluksen feniittien mineralogisissa ja geokemiallisissa tutkimuksissa on tavattu pieniä P_2O_5 -, Nb- ja REE-mineralisaatioita. Mineralisaatiot ovat paikallisia eivätkä ne muodosta yhtenäisiä esiintymiä.

2.1. Kauluksen metakarbonatiitit ovat karbonaattiutuneita ja alkalimetasomatoituneita. Petrografisten ja geokemiallisten tutkimuksien mukaan metafoskoriittien ja metasilikokarbonatiittien mahdollisia primäärikiviä ovat magnetiittioliviniitti, magnetiittioliiviniamfiboliitti, oliviinipyrokseeniitti, feniittiytynyt kiillegneissi tai gneissi ja oliviiniamfiboliitti.

2.2. Metafoskoriiteissa ja metasilikokarbonatiiteissa on mineralogisten ja geokemiallisten tuloksien mukaan rikastuneet P_2O_5 -pitoisuudet. Metafoskoriiteissa on satunnaisesti kohonneita Nb-pitoisuuksia, jotka saattavat liittyä magmaattisiin foskoriitteihin. Metakarbonatiittien CO_2 -pitoisuuksien kasvaessa niiden REE-pitoisuudet lähenevät karbonatiittien REE-pitoisuuksia.

3.1. Petrografisten ja geokemiallisten tutkimuksien mukaan Kauluksen karbonatiitit ovat syntyneet järjestyksessä: ferrokarbonatiitti → magnesiumkarbonatiitti →

kalsiumkarbonatiitti → ferrokarbonatiitit → REE-karbonatiitti. Näistä neljä ensimmäistä on syntynyt luultavasti neljännen magmaattisen vaiheen aikana. U/Th-suhteiden keskiarvopitoisuuksien mukaan karbonatiitit ovat syntyneet järjestyksessä: magnesiumkarbonatiitti \approx ferrokarbonatiitti → magnesiumkarbonatiitti → kalsiumkarbonatiitti → ferrokarbonatiitti → REE-karbonatiitti. Karbonatiitit ovat mahdollisesti peräisin metasomatoituneesta vaipasta noin 70—80 km syvyydestä. Vaipan osittaisen sulamisen kautta voi muodostua karbonaattista magmaa ja niiden residuaaleja. Kauluksella esiintyy kahden magmaattisen vaiheen magnesiumkarbonatiitteja ja ferrokarbonatiitteja sekä yhden magmaattisen vaiheen kalsiumkarbonatiitteja sekä REE-karbonatiitteja. Ferrokarbonatiitit ja magnesiumkarbonatiitit ovat saattaneet toimia lähteenä viidennen magmaattisen vaiheen REE-karbonatiiteille.

3.2. Rikkaimmat P_2O_5 -pitoisuudet esiintyvät kalsiumkarbonatiiteissa ja ferrokarbonatiiteissa, mutta ferrokarbonatiitit muodostavat yhtenäisempiä P_2O_5 -mineralisaatioita. Rikkaimmat Nb-pitoisuudet ovat ferrokarbonatiiteissa, REE-karbonatiiteissa ja kalsiumkarbonatiiteissa. Ainoastaan ferrokarbonatiitteihin liittyy joitakin kohonneita yhtenäisiä Nb-pitoisuuksia ja ne esiintyvät hyvin epäsäännöllisesti. Malmipotentiaalisessa mielessä rikastuneet REE-pitoisuudet liittyvät REE-karbonatiitteihin. Tutkimustulosten mukaan REE-karbonatiittijuonien kaadesuunnat ovat karkeasti katsottuna pohjoiseen päin ja niiden kaadekulmat vaihtelevat 35—90° välillä. REE-karbonatiittien loogisin kaadesuunta on aina karbonatiitti-intruusion karbonatiittista sydäntä kohti. Tulevissa jatkotutkimuksissa suosittelen, että kairaukset tehtäisiin kairareikien R6, R9 ja R16 pohjoispuolelta etelää kohti noin 45° kulmassa, jotta REE-karbonatiittijuonien kaadetasot lävistettäisiin mahdollisimman kohtisuorasti.

3.3. Tulevia jatkotutkimuksia silmällä pitäen suosittelen U-Th-pyrokloorien systemaattista tarkastelua karbonatiittien magmaattisten vaiheiden tunnistamiseksi. Karbonatiittien petrogeneesiä ei tunneta hyvin, mutta niiden tiedetään syntyneen vaipan osittaisen alhaisen asteen sulamisen kautta. Lamprofyyrit, metafoskoriitit, silikokarbonatiitit ja karbonatiitit ovat todennäköisesti peräisin kontaminoituneesta metasomatoituneesta vaipasta, ja ne tarjoavat arvokasta tietoa vaipan koostumuksesta sekä silikaattikarbonaattisen magman kehittymisestä.

4.1. Soklin aillikiitti (meta) on metasomatoitunut ja sen LOI-pitoisuudet vastaavat lähes Kauluksen lamprofyyyrien CO₂-pitoisuuksia, joten Kauluksen lamprofyyyrit ovat mahdollisesti osittain metasomatoituneita aillikiittejä. Suurin osa lamprofyyreistä korreloi vähemmän metasomatoituneiden aillikiittien kanssa.

4.2. Petrografisten ja geokemiallisten tutkimuksien mukaan Soklin Kauluksen lamprofyyyrit ovat todennäköisesti syntyneet ylempänä vaipassa kuin Terskin rannan kimberliitit. Tätä tukevat lamprofyyyrien CO₂-pitoisuuksien ja REE-pitoisuuksien rikastumien sekä Soklin lamprofyyyriklaanin kivien Mg-lukujen pienentyminen. Lamprofyyyrien ja kimberliittien samankaltaiset REE-trendit kertovat todennäköisesti vaipan metasomatoosista. Soklin Kauluksen lamprofyyyrit ovat hieman CO₂-rikkaampia kuin Soklin alkalilamprofyyyrit, aillikiitit ja Terskin rannan kimberliitit.

4.3. Soklin lamprofyyyrit, alkalilamprofyyyrit ja aillikiitit ovat syntyneet mahdollisesti köyhtyneestä harzbukiittisesta vaipasta noin 80 km syvyydessä, kun taas Terskin rannan kimberliitit ovat syntyneet granaattiharzburkiittisesta vaipasta 80—100 km syvyydessä. Kantalahden hautavajoaman lähes koillis—luodesuuntainen syvämurrosvyöhyke ja sitä rajaavat normaalsiirokset kertovat keskeytyneestä riftiytymisestä.

8. KIITOKSET

Haluan kiittää ohjaajiani Tapani Rämöä (HY) ja Olli Sarapäättä (GTK), jotka ovat opastaneet, rohkaisseet ja antaneet minulle kullan arvoisia vinkkejä. Suuret kiitokset Kirsi Larjamolle, joka on aina tarvittaessa auttanut minua muun muassa ohuthieiden kanssa. Erityiskiitokset Jasper Tainiolle, Ville Vesilahdelle, Pertti Telkkälälle, Martti Melamiehelle, Antero Karviselle ja Al Ani Thairille, jotka ovat antaneet suuren työpanoksen Soklin Kauluksen geologisille tutkimuksille. Haluan myös kiittää tyttöystävääni ja lähimmäisiäni, jotka ovat tukeneet minua alusta loppuun asti.

9. LÄHDELUETTELO

- Agrawal, S., Guevara, M. ja Verma, S.P. 2008. Tectonic Discrimination of Basic and Ultrabasic Volcanic Rocks through Log-Transformed Ratios of Immobile Trace Elements. *International Geology Review*, Vol. 50, 1057–1079.
- Al Ani, T. ja Sarapää, O. 2013. Mineralogical and geochemical study on carbonites and fenites from the Kaulus drill cores, southern side of the Sokli Complex, NE Finland. *Geological Survey of Finland*, 66 s.
- Arzamastsev, A., Yakovenchuk, V., Pakhomovsky, Y. ja Ivanyuk, G. 2008. The Khibina and Lovozero alkaline massifs: Geology and unique mineralization. 33 IGC, excursion No 47, July 22—August 2, 58 s.
- Bailey, D.K. 1993. Carbonate magmas. *Journal of the Geological Society*, London Vol. 150, 637-651.
- Balangansky, V.V., Gorbunov, I.A. ja Mudruk, S.V. 2014. Palaeoproterozoic Lapland-Kola Collisional Orogen, Northern Fennoscandian/Baltic Shield. Precambrian High-Grade Mobile Belts, Extended Abstracts. Petrozavodsk: KRC RAS, 7-10.
- Barker, D.S. 1989. Field Relation of Carbonatites. Jukaisussa: Bell, K. (toim.) Carbonatites Genesis and Evolution. London Unwin Hyman, 38-69.
- Beard, A.D., Downes, H., Hengner, E., Sablukov, S.M., Vetrin, V.R. ja Balogh, K. 1998. Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* Vol. 130, 288-303.
- Boynton, W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies. Jukaisussa: Henderson, P. (toim.) Rare earth element geochemistry. Elsevier Science Publishing Co, Amsterdam, 63-114.
- Brögger, V.C. 1921. Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, IV, Das Fennoskandien in Telemark. *Kong. Norske Vid. Selsk. Skrift. I, Mat. Nat. kl. No. 9*, 1-408.
- Bulakh, A.G. ja Ivanikov V.V. 1996. Carbonatites of Turiy peninsula, Kola: Role of magmatism and of metasomatism. *Alkaline Rocks: Petrology and Mineralogy*. Jukaisussa: Mitchell, R.H., Eby, G.N. ja Martin R.F. (toim.) The Canadian Mineralogist, *Journal of Mineralogical Association of Canada* Vol. 34 (2), 403-409.
- Castor, S.B. 2008. The Mountain Pass Rare Earth carbonatite and associated ultrapotassic rocks, California. *Canadian Mineralogist*, 46 (4), 779-806.
- Cox, K.G., Bell, J.D. ja Pankhurst, R.J. 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin, London, 450 s.
- Cross, W., Iddings, J.P., Pirsson, L.V. ja Washington, H.S. 1902. A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks, The University of Chicago Press. *The Journal of Geology*, Vol. 10 (6), 555-590.

- Doig, R. 1970. An alkaline rock province linking Europe and North America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7 (1), 22-28.
- Eckermann, H. von. 1948. The alkaline district of Alno Island. *Sveriges Geol. Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ca. No. 36*, 176 s.
- Eggler, D.H. 1973. Role of CO₂ in melting processes in the mantle. *Year Book - Carnegie Institution of Washington*, (72), 457-467.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. ja Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048.
- Geologinen tutkimuskeskus. GTK Active Map Explorer, Sivulla vierailtu 11.12.2014. <http://geomaps2.gtk.fi/activemap/>
- Heikura, P., Törmänen, T. Iljina, M. ja Salmirinne, H. 2010. Tutkimustyöselostus Savukosken kunnassa valtausalueilla Tulppionkariste 1-5 (kaivosrekisterinumerot 8246/1-5) suoritetuista nikkeli- ja PGE-malmitutkimuksista vuosina 2005—2008. *Geologian tutkimuskeskus, Pohjois-Suomen yksikkö, Rovaniemi*, 50 s.
- Jones, A.P., Genge, M. ja Carmody, L. 2013. Carbonate Melts and Carbonatites. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 75, 289-322.
- Juopperi, H. 1994. Arkeinen kallioperä Itä-Lapissa. *Geologinen tutkimuskeskus, Pohjois-Suomen aluetuotoimisto, Rovaniemi* 17 s.
- Kramm, U., Kogarko, L.N., Kononova, V.A. ja Vartiainen, H. 1993. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380—360 Ma age range for all magmatism, *Lithos*, Vol. 30, 33-44.
- Kihlman, S. ja Lauri, L.S. 2013. Kriittiset metallit ja mineraalit sekä niiden alueellinen jakautuminen ja esiintymispotentiaali Suomen ja Fennoskandian alueilla. *Geologian tutkimuskeskus, Pohjois-Suomen yksikkö Rovaniemi*, 18 s.
- Labtium Oy 2013. Sample Preparation and Analytical Methods. *Geochemistry, exploration and mining*.
- Lehijärvi, M. 1960. The Alkaline District of Iivaara Kuusamo, Finland. *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande, Geologinen tutkimuslaitos* 62 s.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B. ja Bateman, P. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 252 s.
- Lee, M.J., Lee, J.I., Moutte, J. ja Kim, Y. 2003. Petrography and geochemistry of the Devonian ultramafic lamprophyre at Sokli in the northeastern Baltic Shield (Finland). *The Journal of the Petrological Society of Korea*, Volume 12 (4), 170-183.
- Lee, M.J., Lee, J.I., Garcia, D., Moutte, J., Williams, C.T., Wall, F. ja Kim, Y. 2006. Pyrochlore chemistry from the Sokli phoscorite-carbonatite complex, Finland: Implications for the genesis of phoscorite and carbonatite association. *Geochemical Journal*, Vol. 40, 1-13.

- Lee, W.J., Huang, W.L. ja Wyllie, P. 2000. Melts in the mantle modeled in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at 2.7 GPa. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 138, 199-213.
- Maanmittauslaitos. Sivulla vierailtu 19.1.2015. <http://www.paikkatietoikkuna.fi/web/fi>
- McDonough, W.F. ja Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth, *Chemical Geology*. Volume 120 (3-4), 223-253.
- Mitchell R.H. 2005. Carbonatites and Carbonatites and Carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, Vol.43, 2049-2068.
- Molycorp. Year in review 2012. Sivulla vierailtu 21.01.2015. <http://www.molycorp.com/wp-content/uploads/FlippingBookLive/files/assets/basic-html/page54.html>
- Mäkelä, M. ja Vartiainen, H. 1978. A study of sulfur isotopes in the Sokli multi-stage carbonatite (Finland). *Chemical Geology*, Volume 21 (3/4), 257-265.
- National Oceanic and Atmospheric Administration. Magnetic Field Calculators 2014. Sivulla vierailtu 4.11.2014. <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/>
- Nuutilainen, J. 1973. Soklin karbonaattiinmassiivin geokemiallisista tutkimuksista. *Suomen geologinen seura, Geologi*, No.2, 13-17.
- Paarma, H. 1970. A new find of carbonatite in North Finland, The Sokli plug in Savukoski. *An International Journal Of Mineralogy, and Geochemistry, Lithos*, Vol. 3 (2), 129-133.
- Paarma, H. ja Vartiainen, H. 1996. Utilization of Remote Sensing Methods in Prospecting of Alkaline Rock in Finland and neighbouring areas. *Geological Society of Finland, Bulletin* 68, (1), 25-33.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Julkaisussa: Thorpe R.S. (toim.) *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, 525-548.
- Pearce, J.A. ja Cann, J.A. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* Volume 19 (2), 290-300.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E. ja Birkett, T.C. 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 121-132.
- Rautaruukki Oy 1981. Valtausalueen Kyörteslampi 1 ja 2 tutkimusselostus. Lapin lääni, Savukoski, 2 s.
- Rock, N.M.S. 1987. The nature and origin of lamprophyres: an overview. Julkaisussa: Fitton, J.G. ja Upton, B.G.J. (toim.) *Alkaline Igneous Rocks*, Geological Society Special Publication No. 30, 191-226.
- Sarapää, O., Al Ani, T., Lahti, S.I., Lauri, L.S., Sarala, P., Torppa, A. ja Kontinen, A. 2013. Rare earth exploration potential in Finland. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 133, 25-41.
- Seal, R.R.II. 2006. Sulfur Isotope Geochemistry of Sulfide Minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 61, 633-677.

- Streckeisen, A. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geological Society of America. *Geology*, Vol. 7, 331-335.
- United States Geological Survey. Rare Earths Statistical Compendium. Sivulla vierailtu 26.11.2014. http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/rare_earth/stat/
- Vartiainen, H. 1980. The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, Northern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 313, 126 s.
- Vartiainen, H. 1998. Suomen Alkalikivet - apatiitista timanttiin. Teoksessa: Lehtinen, M., Nurmi, P. ja Rämö, T. (toim.) Suomen kallioperä 3000 Vuosimiljoonaa, Suomen Geologinen Seura, 286-307.
- Vartiainen, H. 2001a. Sokli Carbonatite Complex, Northern Finland. Julkaisussa: Balaganskaya, E., Krasnova, N. ja Liferovich, R. (toim.) Brief description of Kovdor ultramafic-alkaline complex with carbonatites and associate mineral deposits. EuroCarb ESF Workshop. Kola Peninsula, Russia, 8-23.
- Vartiainen, H. 2001b. Soklin karbonaattikompleksin fosforiitit. Julkaisussa: Gehör, S., Liferovich, R., ja Wall, F. (toim.) Formation, Exploration and Exploration of Economic Deposits Associated with Mantle Carbon, Res Terrae. Excursion guide EuroCarb Finland Workshop, September 14—20, 49-55.
- Vartiainen, H. 2012. Sokli malminetsintätyömaana ja kaivoshankkeena: Osa 1. Otanmäki Oy / Rautaruukki Oy:n aika 1967—85: kertomus- ja kuvadokumentti, 187 s.
- Vartiainen, H. ja Wolley, A.R. 1974. The age of the Sokli carbonatite, Finland, and some relationships of the North Atlantic alkaline igneous province. Bulletin of the Geological Society of Finland, 46, 81-91.
- Vartiainen, H. ja Wolley, A.R. 1976. The petrography, mineralogy and chemistry of the fenites of the Sokli carbonatite intrusion. Bulletin of the Geological Society of Finland, 280, 87 s.
- Vartiainen, H., Kresten, P. ja Kafkas, Y. 1978. Alkaline lamprophyres from the Sokli complex, Northern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, Number 50, 59-68.
- Vartiainen, H. ja Paarma, H. 1979. Geological Characteristics of the Sokli Carbonatite Complex, Finland. *Economic Geology*, Vol. 74, 1296-1306.
- Woolley, A.R. ja Kempe, D.R.C. 1989. Nomenclature, Average Chemical Compositions, and Element Distribution. Julkaisussa: Bell, K. (toim.) Carbonatites, Genesis and Evolution. Unwin Hyman, London, 1-14.
- Woolley, A.R., Bergman, S.C., Edgar, A.D., Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S. ja Scott-Smith, B.H. 1996. Classification of Lamprophyres, Lamproites, Kimberlites, and the Kalsitic, Melilitic, and Leucitic Rocks, Alkaline Rocks: Petrology and Mineralogy. Julkaisussa: Mitchell, R.H., Eby, G.N. ja Martin R.F. (toim.) The Canadian Mineralogist. Journal of Mineralogical Association of Canada, Vol. 34 (2), 175-186.
- Wyllie, P.J. 1989. Origin of Carbonatites: Evidence from Phase Equilibrium Studies. Julkaisussa: Bell, K. (toim.) Carbonatites Genesis and Evolution. London Unwin Hyman, 500-545.

- Wyllie, P.J. ja Huang, W.L. 1976. Carbonation and melting reactions in the system $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$ at mantle pressures with geophysical and petrological applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Volume 54 (2), 79-107.
- Zaitsev, A.N., Williams, C.T., Jeffries, T.E., Strekopytov, S., Moutte, J., Ivashchenkova, O.V., Spratt, J., Petrovd, S.V., Selmann, F.W.R. ja Borozdin, A.P. 2015. Reprint of "Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola Alkaline Province, Russia: Examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys complexes". *Ore Geology Reviews. Journal for Comprehensive Studies of Ore Genesis and Ore Exploration*, 64, 477-498.

Liite 1. Soklin Kauluksen kairaustiedot. Paikkatiedot ovat KKJ3-tasokoordinaatistossa.

Syväkairaus / alue / vuosi / Sokli Kaulus 2012—2013						
reikätnnnus	koordinaatit		Korkeus	Suunta/	Pituus	Maata
	X	Y	Z (m)	kaltevuus	(m)	(m)
U5422012 R5	7523072	3596734	254	020°/60°	97,40	3,60
U5422012 R6	7523340	3596834	242	020°/60°	200,30	3,80
U5422012 R7	7523585	3596920	232	020°/45°	43,10	4,60
U5422012 R8	7523723	3596964	230	020°/45°	57,80	2,00
U5422012 R9	7522821	3596632	263	020°/45°	196,70	6,10
U5422012 R10	7523317	3597197	238	200°/45°	100,00	3,50
U5422012 R11	7523811	3597703	231	360°/90°	42,90	3,25
U5422012 R12	7524151	3597693	229	360°/90°	28,10	5,50
U5422012 R13	7524356	3597691	228	360°/90°	40,50	9,40
U5422012 R14	7524545	3597675	228	360°/90°	50,10	12,00
U5422012 R15	7523817	3596986	229	020°/60°	27,20	3,60
U5422012 R16	7522726	3596607	268	020°/45°	92,45	4,50
U5422013 R18	7523562	3596537	238	225°/60°	101,50	7,60
U5422013 R19	7523633	3596622	236	225°/60°	100,00	2,60
U5422013 R20	7523284	3597423	236	210°/60°	96,10	6,60
U5422013 R21	7523428	3597510	235	210°/60°	103,00	3,40
U5422013 R22	7523256	3597724	235	180°/60°	100,90	3,60
U5422013 R23	7523444	3597713	234	180°/60°	100,20	6,00
U5422013 R25	7523510	3597991	234	180°/60°	100,00	5,45

